

Bill 8x

11. FEB. 1971
KDR

LEITFÄDEN FÜR DIE AUSBILDUNG
IM DEUTSCHEN WETTERDIENST

Nr. 3

Satelliten-Meteorologie

von H. Regula



Offenbach am Main 1971
Im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Inhalt

	Seite
1. Die Entwicklung der meteorologischen Satelliten	3
2. Satellitenbahnen	4
2.1. Bahnmechanik	4
2.2. Geostationäre Bahnen	4
2.3. Polare Umlaufbahnen	5
3. Meteorologische Messungen durch Satelliten	5
3.1. Strahlungsgesetze als Grundlage der Satellitenmessungen	6
3.2. Wolkenphotographie	7
3.3. Oberflächentemperaturen und Wolkenverteilung	8
3.4. Vertikale Temperatursondierungen	8
4. Wolkenbilder und Wetterlage	10
4.1. Überblick über die Bewölkungsverhältnisse	10
4.2. Struktur von Wirbeln und Fronten	10
4.3. Feststellung der Lage von Jet-Achsen	15
4.4. Angaben über Wolkenobergrenzen durch Infrarot-Aufnahmen	19
Literatur	20

Anschrift des Verfassers:

Dr. H. Regula, 605 Offenbach a. M., Frankfurter Straße 135,
Deutscher Wetterdienst — Zentralamt

72.241



Herausgeber:

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, 6050 Offenbach a. M., Frankfurter Str. 135

1. Die Entwicklung der meteorologischen Satelliten

Als im Oktober 1957 die Sowjetunion einer überrascht aufhorchenden Welt die Nachricht vom erfolgreichen Start des ersten künstlichen Satelliten bekanntgab und als die Vereinigten Staaten wenige Monate später mit der Meldung über den Start ihres ersten „Explorer“-Satelliten folgten, waren die ersten Schritte in die neue Ära der Raumfahrt getan. Mit Hilfe des Raketenantriebs war es Forschern und Ingenieuren gelungen, einen Flugkörper auf eine Geschwindigkeit von 8 km/sec zu bringen, bei der er in der Lage ist, die Erde als künstlicher Satellit zu umkreisen.

Seither sind große personelle und finanzielle Aufwendungen für die Entwicklung der Raketentechnik und Raumfahrt gemacht worden, ein deutliches Zeichen dafür, welch tiefgreifende Auswirkungen dieses neue Gebiet menschlicher Betätigung nicht allein auf die Wissenschaften, sondern auch auf die Politik, die Strategie und die Wirtschaft hat.

Dem großen Aufwand entsprechend hat die Satellitentechnik seit dem Ende der fünfziger Jahre eine stürmische Entwicklung zu verzeichnen, und den ersten, nur der Forschung dienenden Satelliten sind längst zahlreiche sogenannte Anwendungssatelliten für die verschiedensten Gebiete gefolgt. Relativ früh sind die neuen technischen Möglichkeiten auch in den Dienst der Meteorologie gestellt worden. Am 1. April 1960 starteten die USA den ersten für meteorologische Messungen bestimmten Satelliten. Er war mit 2 Fernsehkameras ausgerüstet, um aus einer Höhe von durchschnittlich 700 km die Wolkenfelder zu photographieren und die Bilder an einige Bodenstationen zu übertragen. Dieser Satellit TIROS I*) löste seine Aufgabe nicht nur technisch einwandfrei, sondern es zeigte sich auch gleich bei diesem 1. Versuch, daß die Wolkenaufnahmen eine Fülle von neuen Erkenntnissen brachten.

Die Amerikaner sind in den folgenden Jahren sehr konsequent und erfolgreich auf dem mit dem Start von TIROS I eingeschlagenen Wege weitergegangen und haben Zug um Zug durch Vermehrung und Verbesserung der Meßmethoden und durch Weiterentwicklung der Übertragungstechnik die Nutzungsmöglichkeiten der Satelliten gesteigert.

Auf TIROS I folgten 9 weitere Raumflugkörper der gleichen Serie, deren letzter, TIROS X, im Juli 1965 gestartet wurde. Die beiden wesentlichen Fortschritte, die in dieser Zeit erzielt wurden, sind die Einführung des APT-Systems (Automatic Picture Transmission-System) bei TIROS VIII Ende 1963 und die Verwendung einer sonnensynchronen Umlaufbahn bei TIROS IX Anfang 1965 (s. Abb. 2).

Das APT-System ermöglicht die unmittelbare Übertragung der von einer Fernsehkamera im Satelliten aufgenommenen Wolkenbilder zur Erde. Die Bilder können von allen entsprechend ausgerüsteten Stationen, für die sich der Satellit z. Z. der Ausstrahlung über dem Horizont befindet, empfangen werden. Da die Empfangsapparatur nicht übermäßig aufwendig ist, nimmt mittlerweile ein über den ganzen Erdball verteiltes Netz

von über 500 Stationen an der Nutznießung dieser wertvollen, von den USA in großzügiger Weise zur Verfügung gestellten Informationsquelle teil.

Mit dem Start von Nimbus I im Sommer 1964, der der 1. Satellit mit einer sonnensynchronen Umlaufbahn war, begann eine neue Serie. Bei dieser z. Z. noch laufenden Nimbus-Serie handelt es sich um Forschungssatelliten, die der Weiterentwicklung bzw. der Erprobung neuer Geräte dienen.

Bereits die meisten TIROS-Satelliten hatten außer ihren im sichtbaren Spektralbereich arbeitenden Fernsehkameras auch Infrarot-Radiometer mitgeführt. In den ersten Nimbus-Satelliten wurden u. a. Kameras und Radiometer mit einem höheren Auflösungsvermögen erprobt. Einen aufsehenerregenden Fortschritt in der meteorologischen Meßtechnik bedeuteten 2 neue Geräte, mit denen Nimbus III ausgestattet war: das Satellite Infrared Spectrometer (SIRS) und das Infrared Interferometer Spectrometer (IRIS). Mit beiden Geräten können die vertikale Temperaturverteilung und das vertikale Wasserdampfprofil gemessen werden. Nimbus IV wurde mit weiterentwickelten Geräten dieses Typs im Sommer 1970 gestartet, Nimbus V soll 1972 folgen.

Ein neuer Zweig in der Familie der Wettersatelliten begann mit ESSA 1, der im Frühjahr 1966 in eine sonnensynchrone Umlaufbahn gebracht wurde. Die mit Fernsehkameras ausgestatteten Raumflugkörper der ESSA-Serie dienen der laufenden Verfolgung der Bewölkungsverteilung über unserem ganzen Planeten (sog. operational satellites = Betriebssatelliten). Ihre Bahnhöhen — mit Ausnahme von ESSA 1 — liegen bei 1400 km. ESSA-Satelliten mit ungerader Start-Nummer speichern die aufgenommenen Fernsehbilder an Bord und geben beim Überfliegen einer der beiden Kommandostationen Wallops Island bzw. Fairbanks ihre Daten dorthin ab, von wo aus sie zur Auswertung an das amerikanische meteorologische Satellitenzentrum in Washington übermittelt werden. Dagegen werden die Fernsehbilder, die von einem ESSA-Satelliten mit gerader Start-Nummer im Abstand von 6 Minuten auf der beleuchteten Hälfte der Erde aufgenommen werden, durch das APT-System unmittelbar zur Erde übertragen, wo sie in Echtzeit (= real-time) von den entsprechend ausgerüsteten Stationen empfangen und für den täglichen Vorhersagedienst verwendet werden können.

Die Fortsetzung der 9 Satelliten umfassenden ESSA-Serie — ESSA 8 war im Herbst 1971 noch in Betrieb — bildet die ITOS-Serie, die neuerdings infolge einer organisatorischen Umstellung in den USA in NOAA-Serie umbenannt wurde. ITOS 1 startete Anfang, NOAA 1 Ende 1970. Beide Satelliten hatten die Aufgabe, die Wolkenverteilung über der Erde mit Fernsehkameras und mit Infrarot-Radiometern laufend zu überwachen und ihre Daten sowohl an die Kommando- wie auch an die APT-Stationen abzugeben. Weitere Raumflugkörper dieser Serie befinden sich in Vorbereitung.

Die bisher genannten Serien von Satelliten sind ausschließlich für meteorologische Aufgaben gebaut. Daneben sind meteorologische Geräte noch in einer weiteren Satellitengruppe, den Applications Technology-Satellites (ATS) zum Einsatz gekommen. Die Satelliten der ATS-Serie bewegen sich in geostationären Bahnen, d. h. in

*) TIROS = Abkürzung für Television and Infrared Observation Satellite.

einer Entfernung von ca. 36 000 km von der Erde (Näheres s. 2.2.). Von dieser Höhe aus umfaßt das Gesichtsfeld annähernd ein Drittel unseres Planeten. Soweit diese Partien von der Sonne beschienen sind, können Bilder der Wolkenverteilung aufgenommen werden, und zwar in einem Abstand von ca. 30 Minuten, so daß sich die Entwicklung der Wolkenfelder verfolgen läßt.

Die ATS-Satelliten tragen außerdem ein Gerät, das als Relais für die Übertragung von Wetterkarten verwendet werden kann (WEFAX). Der Ende 1966 gestartete ATS I macht seine Aufnahmen am 155. Längengrad (West) über dem Pazifik, und seit Ende 1967 sendet ATS III, der meist über der Amazonasmundung stationiert ist, seine Bilder zur Erde. Der Start eines weiteren geostationären Satelliten ist für 1972 geplant, diesmal mit ausschließlich meteorologischen Aufgaben.

Der Ausbau der Satellitentechnik ist z. Z. noch in vollem Gange, und es läßt sich bisher nicht absehen, welche meteorologischen Daten einmal mit Hilfe der Satelliten gewonnen werden können. Um die Wirkungsweise und Möglichkeiten der neuen Technik verstehen zu lernen, bedarf es sowohl einer Darstellung der verschiedenen Arten von Bahnen, die für Wettersatelliten besondere Vorteile haben, wie auch der Meßmethoden und ihrer physikalischen Grundlagen, nach denen die Geräte in den Raumflugkörpern arbeiten.

2. Satellitenbahnen

2.1. Bahnmechanik

Ein Geschloß, das an der Erdoberfläche unter einem flachen Winkel abgefeuert wird, fällt nach einer gewissen Entfernung auf diese zurück, weil

- die Flugbahn unter dem Einfluß der Anziehungskraft der Erde gekrümmt ist,
- ein Teil der beim Abschluß mitgegebenen kinetischen Energie durch die Reibung in der Luft aufgezehrt wird.

Die Entfernung, bis zu der ein Geschloß zu fliegen vermag, wird um so größer, je höher seine Anfangsgeschwindigkeit und je geringer der Luftwiderstand wird. Die Rechnung zeigt, daß bei einer Anfangsgeschwindigkeit von 7,9 km/s (= 28 000 km/h) ein horizontal abgefeuertes Geschloß — falls es keine Luftreibung gäbe — nicht mehr zur Erde zurückfallen, sondern diese als künstlicher Satellit umkreisen würde. Bei dieser Geschwindigkeit, die auch als die „erste kosmische Geschwindigkeit“ bezeichnet wird, halten sich die Anziehungskraft der Erde und die Zentrifugalkraft das Gleichgewicht. Es ist dasselbe Gleichgewicht, das die Bahn des Mondes um die Erde bestimmt. Diese Analogie verleiht der Bezeichnungsweise „künstliche Satelliten“ ihre volle Berechtigung.

Je größer man den Abstand der Bahn eines künstlichen Satelliten von der Erde wählt, desto geringer werden sowohl die Anziehungskraft wie auch die Zentrifugalkraft. Dafür werden die Umlaufzeiten länger.

Der zahlenmäßige Zusammenhang zwischen dem Abstand eines Satelliten von der Erdoberfläche und seiner Umlaufzeit wird durch die Beziehung

$$U = U_0 \left(1 + \frac{h}{R} \right)^{\frac{3}{2}}$$

geliefert. In dieser Formel, die sich aus dem 3. Keplerschen Gesetz der Planetenbewegungen herleitet, bedeutet:

U die Umlaufzeit in der Höhe h über der Erdoberfläche

R den Erdradius und U_0 die (infolge der Luftreibung nicht realisierbare) Umlaufzeit in der Höhe $h = 0$, d. h. unmittelbar an der Erdoberfläche.

Diese Umlaufzeit U_0 , die sich aus der Forderung nach Gleichgewicht zwischen Anziehungskraft und Zentrifugalkraft errechnen läßt, beträgt 84,4 Minuten. Aus obiger Formel ergeben sich dann die Umlaufzeiten für Kreisbahnen in verschiedenen Höhen über der Erdoberfläche (s. Tab. 1).

Tab. 1
Umlaufzeiten auf Kreisbahnen in Abhängigkeit von der Höhe über der Erdoberfläche

h =	200	400	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000 km
U =	88,4	92,5	96,6	100,9	105,0	109,3	113,7	118,1	122,6	126,8 min

Wenn man den Abstand des Satelliten von der Erdoberfläche in Vielfachen des Erdradius angibt, so erhält man die in Tab. 2 angegebenen Werte.

Die Mindestumlaufzeit bei $h = 0$ beträgt annähernd

1 1/2 Stunden. Zwei Stunden Umlaufzeit erfordert eine Kreisbahn in 1688 km Höhe. Etwa 4 Stunden werden im Abstand von 1 Erdradius, 12 Stunden in ca. 20 000 km und 24 Stunden in 36 000 km Abstand von der Erdoberfläche benötigt. In dem der Mondentfernung entsprechenden Abstand von 60 Erdradien würde auch ein künstlicher Satellit nahezu 28 Tage für einen Umlauf gebrauchen.

Tab. 2
Umlaufzeiten auf Kreisbahnen in Abhängigkeit von der Höhe über der Erdoberfläche
(Abstände in Erdradien bzw. in Kilometern)

$h [R]$ =	1/2 R	R	2 R	3 R	5,65 R	6 R	60 R
$h [km]$ =	3185	6370	12740	19110	36000	38200	382000 km
U =	2h35m	3h59m	7h19m	11h15m	24h	26h03m	28 Tage

1 1/2 Stunden. Zwei Stunden Umlaufzeit erfordert eine Kreisbahn in 1688 km Höhe. Etwa 4 Stunden werden im Abstand von 1 Erdradius, 12 Stunden in ca. 20 000 km und 24 Stunden in 36 000 km Abstand von der Erdober-

2.2. Geostationäre Bahnen

Nach Tab. 2 beträgt in einer Höhe von 36 000 km über der Erdoberfläche die Umlaufzeit eines Satelliten gerade

24 Stunden. Das ist die gleiche Zeit, die die Erde zu einer Drehung um ihre Achse benötigt. Ein solcher Satellit scheint, wenn seine Bahnebene die Äquatorebene ist, von der Erde aus betrachtet, am Himmel still zu stehen, daher auch die Bezeichnung „geostationärer Satellit“.

Von einer solchen Beobachtungsplattform aus kann ein beträchtlicher und stets der gleiche Teil der Erdoberfläche eingesehen werden. Wenn man daher von dort aus mit einer Kamera in relativ kurzen Zeitabständen die Wolkenfelder photographiert, kann man deren Veränderungen und Bewegungen nahezu kontinuierlich verfolgen. Hiervon profitiert insbesondere der Warndienst für Wirbelstürme und Gewitterfronten.

2.3. Polare Umlaufbahnen

Die andere Gruppe von Bahnen, die für meteorologische Messungen besondere Vorteile bieten, sind solche, die über die Pole führen. Da die Ebene einer Satellitenbahn im Raum unverändert bleibt, dreht sich die Erde einmal im Laufe eines Tages unter dem Satelliten hinweg. Ein mitfliegender Beobachter würde, wenn die Kreisbahn beispielsweise in 1688 km Höhe gewählt wird, die Pole alle 2 Stunden überfliegen. Ferner würde er, vorausgesetzt daß der Öffnungswinkel seines Blickfeldes mindestens 30° beträgt, alle Punkte des Äquators 2mal innerhalb von 24 Stunden sehen, nämlich einmal zu deren Tages- und einmal zu deren Nachtzeit (Abb. 1). Man

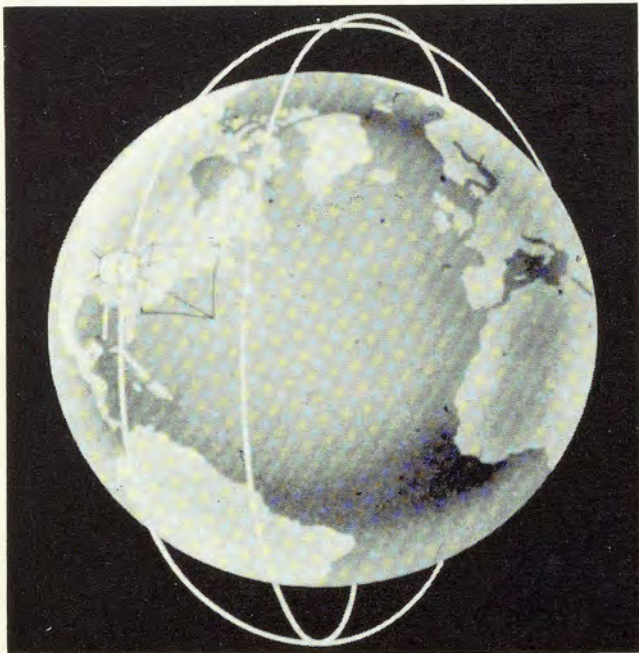


Abb. 1

Umläufe eines Satelliten auf polarer Kreisbahn und Gesichtsfeld einer Fernsehkamera.

kann es also bei polar umlaufenden Satelliten erreichen, wenn man mit Hilfe der Bahnhöhe und des Kamera-Öffnungswinkels die Breite des überschaubaren Streifens entsprechend wählt, daß jeder Punkt der Erdoberfläche mindestens 2mal pro Tag eingesehen wird. Diese Möglichkeit der globalen Wetterbeobachtung stellt einen ganz wesentlichen Fortschritt dar, leiden doch notwendigerweise alle konventionellen Beobachtungsnetze daran, daß sie nur stichprobenartige, ungleichmäßig über die Erde verteilte Meßwerte liefern.

Die Tatsache, daß ein in eine polare Umlaufbahn gebrachter Satellit seine Bahnebene im Raum beibehält, würde allerdings auf die Dauer gesehen eine für die meteorologischen Beobachtungen recht unerwünschte Konsequenz haben. Würde nämlich ein Satellit so ge-

startet werden, daß er die einzelnen Gebiete jeweils am Mittag überfliegt, so würde er nach 3 Monaten, wenn sich die Verbindungslinie Sonne — Erde um 90° im Raum verschoben hat (s. Abb. 2), überall bereits um 06h

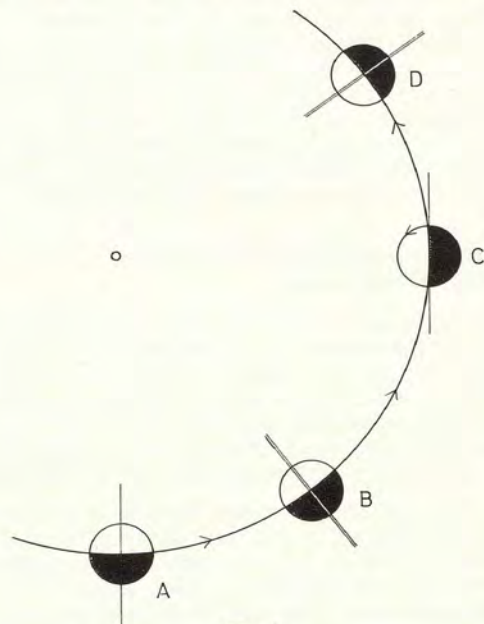


Abb. 2

Sonnensynchrone Umlaufbahn.
Punkte A und C: Bahnebene bei unveränderter Orientierung im Raum (nicht sonnensynchron)
Punkte B und D: Bahnebene bei Umläufen mit unveränderter Ortszeit (sonnensynchron)

Ortszeit erscheinen und nach insgesamt 4 Monaten würden seine Kameras über unbeleuchteten Teilen der Erde operieren. Glücklicherweise läßt sich eine solche Entwicklung vermeiden, und zwar durch die Wahl einer sog. „sonnensynchronen“ Umlaufbahn, bei der der Satellit also alle Tage zur gleichen Ortszeit erscheint. Zu diesem Zweck muß sich die Bahnebene täglich um ca 1° drehen, und zwar im gleichen Sinne, wie sich die Erde um die Sonne bewegt.

Diese Drehung kann man dadurch erreichen, daß man einen Störeffekt ausnutzt, den die Erde auf ihre Satelliten ausübt, und der daher rührt, daß die Erde keine Kugel mit zentralsymmetrischer Massenverteilung, sondern — in erster Annäherung — ein Rotationsellipsoid ist, d. h. daß sie eine Art „Wulst“ am Äquator besitzt. Infolgedessen treten Störkräfte hinsichtlich der Satellitenbahn auf, deren Größe — kreisförmige Bahnen vorausgesetzt — von der Höhe der Bahn und ihrer Neigung gegen die Äquatorebene abhängt. Wie die Rechnungen gezeigt haben, gehören zu dem Höhenintervall von 500—1500 km, in dem die amerikanischen Satelliten operieren, Neigungswinkel zwischen Bahn- und Äquatorebene zwischen 98° und 102° . Wenn man dies berücksichtigt, können die Störkräfte dahingehend ausgenutzt werden, daß die Umläufe des Satelliten über Monate hinaus sonnensynchron erfolgen. Die Satelliten laufen dann allerdings nicht mehr genau über die Pole hinweg, woraus z. T. erhebliche Verzerrungen der aufgenommenen Oberflächenkonturen bzw. Wolkenfelder resultieren.

Die lückenlose globale Erfassung von bestimmten meteorologischen Parametern mindestens 2mal innerhalb von 24 Stunden bzw. Wolkenaufnahmen in ca. halbstündlichem Abstand von großen Teilen der Tropen, Subtropen und der gemäßigten Breiten sind die bedeutungsvollen Leistungen, die durch den Einsatz von polar umlaufenden und geostationären Wettersatelliten erbracht werden können.

3. Meteorologische Messungen durch Satelliten

Die Vorgänge, die das Wetter bestimmen, finden in der Troposphäre und Stratosphäre und in einem gerin-

gen Maße vielleicht noch in der Mesosphäre statt. Wenn man daher mit Hilfe von Satelliten, deren Bahnen vorwiegend zwischen 500 und 1500 km verlaufen, Informationen über diese Schichten erhalten will, so kann dies nicht durch Messungen in den Schichten selbst, sondern nur mittels der den Raum überbrückenden elektromagnetischen Strahlung geschehen. Dementsprechend ist das gesamte in den Satelliten für meteorologische Messungen bestimmte Gerät so ausgelegt, daß die von unten kommende Strahlung aufgenommen und ihre Intensität bzw. Zusammensetzung gemessen wird. Daraus können dann bestimmte meteorologische Parameter wie z. B. Temperatur und Feuchtigkeit bestimmt werden.

3.1. Strahlungsgesetze als Grundlage der Satellitenmessungen

Alle Strahlung, die von den Sensoren eines Wettersatelliten aufgenommen wird, stammt von einer der 3 Strahlungsquellen: der Sonne, der Erde oder der Erdatmosphäre. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die einzelnen Strahlungsströme zwischen ihrem Ursprungsort und dem Satelliten durch die zwischenliegende Materie modifiziert werden (Reflexion, Absorption, Streuung).

Jeder der von einer der drei Strahlungsquellen ausgehenden Ströme setzt sich aus verschiedenen Wellenlängen zusammen, d. h. er besitzt ein Spektrum. Das Spektrum, das ein Körper emittiert, hängt von seinem Aggregatzustand ab. Gase emittieren Linien- bzw. Bandenspektren, d. h. nur bestimmte Wellenlängen; feste und flüssige Körper dagegen liefern kontinuierliche Spektren, d. h. Strahlung aller Wellenlängen in einem bestimmten Intervall. Dieses Intervall und die Verteilung der Strahlungsintensitäten innerhalb des Intervalls wird durch das Plancksche Strahlungsgesetz bestimmt. Es wird auch das Gesetz der „schwarzen Strahlung“ genannt, weil die Emission schwarzer Körper diesem Gesetz am nächsten kommt.

Die Intensitätsverteilung im Spektrum eines schwarzen Strahlers zeigt jeweils ein deutliches Maximum und einen Abfall mit asymptotischer Annäherung an den Wert null sowohl nach der kurzwelligen wie nach der langwelligen Seite. Je höher die Temperatur des schwarzstrahlenden Körpers ist, desto kürzer ist die Wellenlänge des Intensitätsmaximums. Im Falle der Sonne ($T = 5900^\circ$) liegt das Maximum bei $0,5 \mu\text{m}$, d. h. im Bereich des sichtbaren Lichts, im Falle der Erde ($T = 288^\circ = +15^\circ \text{C}$) bei ca. $10 \mu\text{m}$, d. h. im nahen Ultrarot. Die Lage des Maximums errechnet sich nach dem Wienschen Verschiebungsgesetz:

$$\lambda_{\text{max}} \cdot T = \text{const} = 0,2898 [\text{cm} \cdot \text{T}^\circ]$$

Die Wellenlängen drückt man bei meteorologischen Strahlungsrechnungen in μm (Mikrometer-) oder Å (Angström-)Einheiten aus, wobei die Beziehung gilt:

$$10000 \text{ Å} = 1 \mu\text{m} = 10^{-3} \text{ mm} = 10^{-6} \text{ m}$$

Wellenlängen $< 1000 \text{ Å}$ ($0,1 \mu\text{m}$) werden meistens in Å, Wellenlängen $> 1 \mu\text{m}$ (10000 Å) dagegen vorwiegend in μm ausgedrückt. Für das Zwischenintervall sind beide Einheiten im Gebrauch. Für die verschiedenen Wellenlängenbereiche haben sich folgende Bezeichnungen eingebürgert (nach KONDRAT'YEV):

0,2 – 0,3 μm	= fernes (kurzes) Ultraviolett	= 2000 – 3000 Å
0,3 – 0,4 μm	= nahes (langwelliges) Ultraviolett	= 3000 – 4000 Å
0,4 – 0,75 μm	= sichtbares Licht	= 4000 – 7500 Å
0,75 – 25 μm	= nahes Infrarot	
25 – 1000 μm	= fernes Infrarot.	

Das Sonnenspektrum umfaßt den Bereich von $0,2 - 5,0 \mu\text{m}$ (nur $0,5 \%$ liegen außerhalb dieses Intervalls). Es deckt sich weitgehend mit der Emission eines schwar-

zen Strahlers mit der (absoluten) Temperatur von 5900° . Die Intensitätsverteilung im Sonnenspektrum am äußeren Rand unserer Atmosphäre ist in der Abb. 3 wiedergegeben (obere Kurve).

Demgegenüber reicht die Emission der Erde und ebenso die der Atmosphäre von $5 \mu\text{m}$ bis $100 \mu\text{m}$. Die Verteilung der Intensitäten im Emissionsspektrum eines schwarzen Körpers von entsprechender Temperatur ($T = 293^\circ = +20^\circ \text{C}$) ist in der Abb. 4 wiedergegeben und zeigt das Maximum ungefähr bei $10 \mu\text{m}$. Die Figur enthält außerdem zum Vergleich die Intensitätsverteilung im Sonnenspektrum, gemessen am äußeren Rand der Atmosphäre (beachte die Unterschiede der in den Abb. 3 und 4 verwendeten Skalen).

Außer den Strahlungsströmen, die von der Sonne, der Erdoberfläche bzw. von Wolkenoberflächen ausgehen, d. h. von schwarzen Strahlern mit einem kontinuierlichen Spektrum, spielt die Strahlung der verschiedenen Gase, die in der Atmosphäre vorhanden sind und die selektiv in Linien- bzw. Bandenspektren emittieren, eine bedeutsame Rolle. Allerdings sind die beiden am stärksten in der Atmosphäre vertretenen Gase Stickstoff und Sauerstoff an den Strahlungsvorgängen praktisch nicht beteiligt, da sie in dem ganzen in Frage kommenden Wellenbereich von $0,2$ bis $100 \mu\text{m}$ keine Absorptionslinien haben und demzufolge auch nicht emittieren. Strahlungsumsätze verursachen nur die 3 in geringen Mengen vorkommenden Gase: Wasserdampf (H_2O), Kohlendioxyd (CO_2) und Ozon (O_3). Der Wasserdampf hat starke Absorptionsbanden bei $6,3 \mu\text{m}$ und bei Wellenlängen $> 20 \mu\text{m}$, dagegen eine sehr geringe Absorption zwischen $3,5$ und $4,1 \mu\text{m}$ sowie zwischen 8 und $12 \mu\text{m}$. Die beiden letztgenannten Bereiche werden daher auch als „atmosphärische Fenster“ bezeichnet. Strahlung, die von der schwarzstrahlenden Erde in einem der beiden Fensterintervalle emittiert wird, passiert die Atmosphäre praktisch ohne Verlust. Dies gilt allerdings nur unter der Voraussetzung, daß keine Wolken vorhanden sind, denn letztere sind schwarze Strahler und absorbieren als solche alle Wellenlängen. Ein Strahlungsfühler in einem Satelliten, der Strahlung in einem Fensterbereich aufnehmen kann, bietet daher die Möglichkeit, die Temperatur der Erdoberfläche zu bestimmen, wenn es dort wolkenlos ist bzw. die Temperatur der Wolkenobergrenze, wenn er auf ein wolkenbedecktes Gebiet gerichtet ist. Von diesen Verhältnissen wird bei der Instrumentierung der Wettersatelliten mit Erfolg Gebrauch gemacht.

Das zweite in der Atmosphäre absorbierende Gas, das Kohlendioxyd, besitzt eine starke Bande im Infrarot bei $15 \mu\text{m}$. Da diese Bande ungefähr in jenem Bereich liegt, wo bei den in der Atmosphäre herrschenden Temperaturen die stärkste Emission stattfindet, kommt dieser Strahlung eine besondere Bedeutung als Informationsmöglichkeit über den Zustand der Atmosphäre zu (siehe Abb. 4).

Das Kohlendioxyd besitzt außerdem noch Absorptionsbanden zwischen $0,1$ und $0,2 \mu\text{m}$ und zwischen 1 und $10 \mu\text{m}$. Sie spielen jedoch im Strahlungsumsatz keine nennenswerte Rolle, da sie entweder recht schwach sind oder in Wellenbereichen liegen, wo weder die Sonne noch die Erde eine merkliche Energie aussenden.

Ozon besitzt in 3 Bereichen deutliche Banden: die Hartley-Banden im Ultraviolett zwischen $0,20$ und $0,33 \mu\text{m}$, die sehr intensiv ist und verhindert, daß Sonnenstrahlung dieser Wellenlängen zur Erdoberfläche gelangt, die relativ schwache Chappuis-Bande im sichtbaren Bereich zwischen $0,5$ und $0,7 \mu\text{m}$ sowie Banden im Infrarot bei $9,6 \mu\text{m}$. Letztere können zur Bestimmung des Ozongehalts mit Hilfe von Satelliten herangezogen werden.

Aus der Abb. 3 ist die absorbierende Wirkung der 3 atmosphärischen Spurengase Wasserdampf, Kohlen-

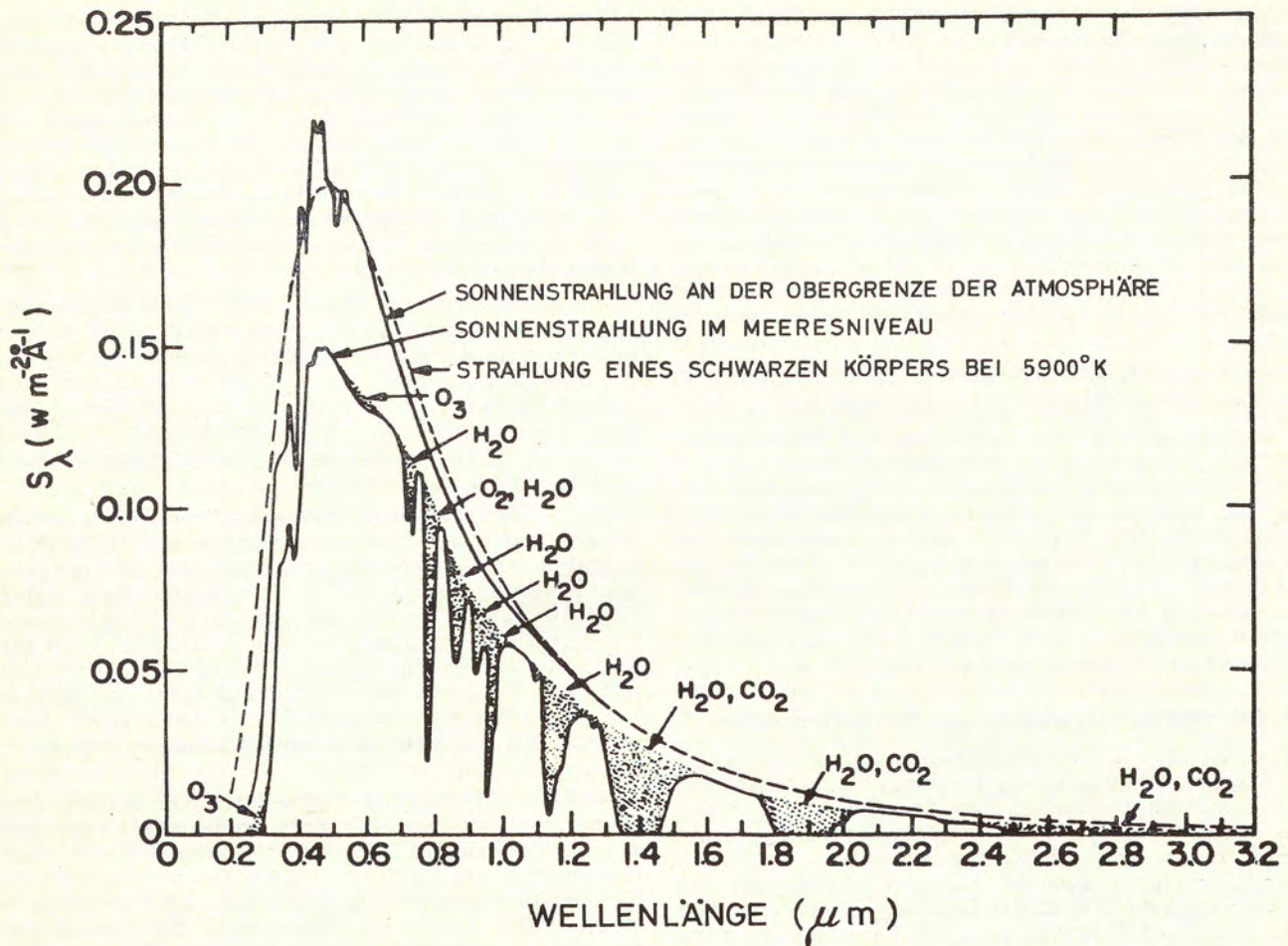


Abb. 3
Energieverteilung S_λ im Sonnenspektrum (Watt/m²/Ångström)
(nach KONDRAT'YEV)

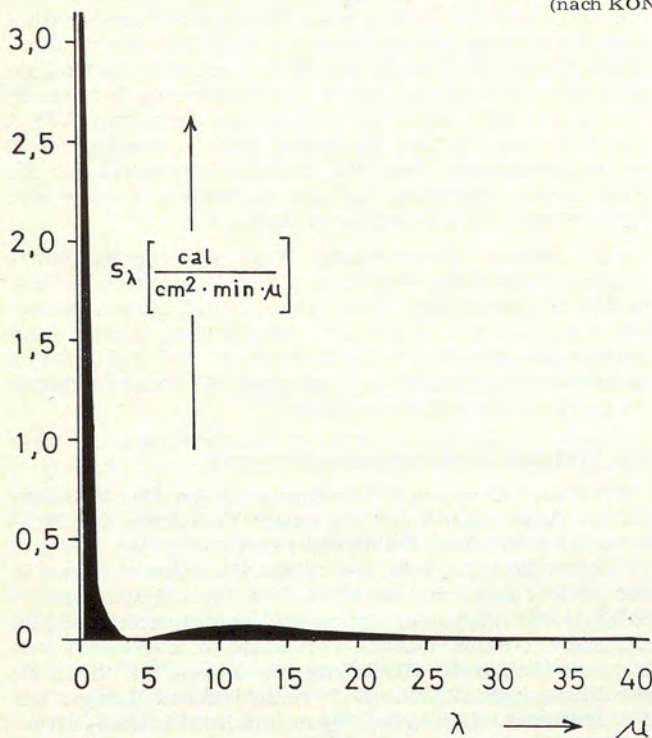


Abb. 4
(Rechts): Intensitätsverteilung im Spektrum eines schwarzen Körpers der absoluten Temperatur $T = 293^\circ$, (links): im Spektrum eines schwarzen Körpers von 6000° im Abstand Sonne — Erde (nach RAETHJEN)
(Dem früher verwendeten μ = Mikron = 10^{-6} m entspricht jetzt nach dem Internationalen Einheitensystem μm = Mikrometer)

dioxyd und Ozon auf die Sonnenstrahlung an den verschiedenen tiefen Einkerbungen in der unteren Kurve ersichtlich. Ohne die Einkerbungen würde diese Kurve der Intensitätsverteilung der Sonnenstrahlung bei Erreichen der Erdoberfläche entsprechen, d. h. nachdem beim Passieren der Atmosphäre ein Teil der Energie durch Zerstreuung an den Luftmolekülen verlorengegangen ist.

3.2. Wolkenphotographie

Die ersten meteorologischen Informationen, die durch Wettersatelliten gewonnen wurden, waren Wolkenaufnahmen mit Hilfe von Fernsehkameras. Diese Geräte verwenden das von der Erdoberfläche reflektierte Sonnenlicht, und zwar den sichtbaren Spektralbereich zwischen $0,5$ und $0,7 \mu\text{m}$. Infolge des unterschiedlichen Reflexionsvermögens des Untergrundes läßt die Kamera ein im allgemeinen gut kontrastreiches Bild entstehen; denn Ozeane reflektieren ca. 5% , dunkler Boden und Vegetation zwischen 10 und 25% , heller Sand 30 — 35% , Schnee oder Eis zwischen 40 und 90% und Wolken zwischen 70 und 90% der einfallenden Sonnenstrahlung. Das annähernd gleich starke Reflexionsvermögen für Schneeflächen und Wolkendecken macht es erklärlich, warum es häufig nicht möglich ist, auf den Satellitenbildern zu unterscheiden, ob ein Gebiet mit Schnee oder mit Wolken bedeckt ist.

Die Aufnahmetechnik bei Wolkenbildern besteht darin, daß das durch die Kameralinse einfallende Licht auf der Bildröhre ein der Helligkeitsverteilung entsprechendes Ladungsrelief herstellt. Anschließend wird die Ladungsverteilung durch einen Elektronenstrahl abgetastet und entweder auf ein Magnetband zwecks

Speicherung übertragen oder direkt zur Modulation eines an Bord des Satelliten befindlichen Senders verwendet. Seine Signale können auf der Erde empfangen werden, sofern der Satellit sich, von der betreffenden Station aus gesehen, oberhalb des Horizonts befindet. Bei Bahnhöhen von 1400 km, wie sie heutzutage bei polar umlaufenden Satelliten vorzugsweise verwendet werden, können die Signale des Satelliten bis zu einem Abstand von 3400 km aufgenommen werden. Beispielsweise reichen die von der Anlage im Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach empfangenen Bilder bis Grönland und zum Nordpol auf der einen und bis Nordafrika und zum Persischen Golf auf der anderen Seite.

Der meteorologische Inhalt der Wolkenaufnahmen soll im letzten Abschnitt näher behandelt werden.

Das sehr erfolgreiche Verfahren, die Wolkenverteilung mit Fernsehkameras aufzunehmen, ist bisher auf die von der Sonne beschienenen Teile der Erde beschränkt gewesen. Neuerdings werden Versuche unternommen, die Empfindlichkeit der Fernsehkameras so zu steigern, daß Wolkenbilder auch mit Hilfe des im sichtbaren Teil des Spektrums reflektierten Mond-, Sternen- und des Nachthimmellichts gewonnen werden können. Es bleibt indessen abzuwarten, ob diesen Bemühungen ein Erfolg beschieden ist.

3.3. Oberflächentemperaturen und Wolkenverteilung

Die Möglichkeit, die Bewölkungsverteilung auch während der Nacht zu erfassen, ist durch einen neuartigen Typ von Strahlungsmeßgeräten, das sogenannte „Scanning Radiometer“ geschaffen worden. Die meisten dieser Geräte haben einen Meßbereich sowohl im Sichtbaren ($0,5-0,7 \mu\text{m}$) wie auch im Infrarot ($10-12 \mu\text{m}$). Die Radiometer sind 1970 in den laufenden Betrieb bei den amerikanischen Satelliten eingeführt worden und werden voraussichtlich in wenigen Jahren die Fernsehkameras ersetzen. Im Unterschied zu letzteren, wo die Linse das Bild gleichzeitig in seiner ganzen Ausdehnung entwirft, läßt das Radiometer das Bild schrittweise durch Aneinanderreihen zahlreicher Rasterlinien entstehen, wofür eine Zeit von einigen Minuten gebraucht wird.

Das Infrarotgerät, dessen Öffnung zur Erdoberfläche weist, enthält einen um 45° zur Geräteachse geneigten Spiegel, der um die in der Umlaufrichtung liegende Geräteachse rotiert. Die durch die Geräteöffnung auf diesen rotierenden Spiegel fallende Strahlung wird über ein Linsen- und ein weiteres Spiegelsystem auf einen Detektor geleitet, der sie in Stromstärkeschwankungen umsetzt. Diese werden zunächst entlang der Rasterlinie aufgezeichnet und dann entsprechend dem Fortschreiten des Satelliten in seiner Bahn zu einem vollständigen Bild aneinandergereiht. Dabei läßt es sich, ähnlich wie bei den Fernsehaufnahmen, nicht vermeiden, daß nach den Seiten hin infolge der Erdkrümmung beträchtliche Verzerrungen auftreten.

Besitzt ein Radiometer zwei Meßbereiche, so kann der Vorteil ausgenutzt werden, daß sich im sichtbaren Licht eine bessere Bildauflösung erzielen läßt als im Infrarot. Dafür kann in diesem Bereich nur auf der beleuchteten Seite der Erde gemessen werden. Der Infrarotbereich zwischen 10 und $12 \mu\text{m}$ liefert dagegen Daten sowohl von der Tages- wie von der Nachtseite, da die Erde bzw. Wolken ständig Strahlung dieser Wellenlängen emittieren. Wegen der fehlenden Wasserdampfabsorption in diesem Bereich (sogenanntes atmosphärisches Fenster) stammt in wolkenlosen Gebieten die zum Satelliten gelangende Strahlung von der Erdoberfläche und repräsentiert damit deren Temperatur. Bei bedecktem Himmel dagegen stammt sie von der Wolkenoberfläche und kann zur Berechnung ihrer Temperatur verwendet werden. Da die Erdoberfläche fast immer wärmer ist als die

höher liegenden Wolken, ergeben sich Intensitätsunterschiede der Strahlung, die man in Helligkeitsunterschiede eines Bildes umsetzen kann. Hierdurch erhält man ein Bild der Wolkenverteilung. Außerdem ist es möglich, durch Messung der Spannung im Gerät die Temperatur des Strahlers (d. h. der Erd- bzw. Wolkenoberfläche) zu bestimmen. Wenn man außerdem durch einen benachbarten Radiosondenaufstieg weiß, in welcher Höhe die an der Wolke gemessene Temperatur auftritt, so kann man daraus auch die Höhe der Wolkenobergrenze bestimmen.

Die gegenwärtig im Einsatz befindlichen Radiometer leiden neben der starken Verzerrung an den Bildrändern auch noch an der relativ geringen Auflösung (ca. 7 km im Subsatellitenpunkt). Es wird jedoch an einem weiterentwickelten Gerätetyp gearbeitet (Very High Resolution Radiometer), das voraussichtlich ab 1972 zum Einsatz kommen und dessen Auflösungsvermögen auch im Infrarot bei 1 km liegen soll.

Die Wolkenaufnahmen der geostationären Satelliten werden nicht wie Fernsehaufnahmen mit Hilfe einer optischen Kamera gewonnen, sondern das Bild entsteht hier sukzessive durch Abtasten in Rasterlinien, wobei Wellenlängen im Bereich des sichtbaren Lichts verwendet werden. Bei den geostationären Satelliten wird für das Abtasten die Eigenrotation des Satelliten, der sich mit einer Frequenz von 100 Umdrehungen pro Minute um eine Achse senkrecht zur Äquatorebene dreht, ausgenutzt. Die Rasterlinien verlaufen daher in W-E-Richtung.

Im Innern des Satelliten wird durch eine optische Anordnung aus der von der Erde kommenden Strahlung ein Bündel von $0,1$ Milliradian Öffnungswinkel (dies entspricht einem Kreis von 3,6 km Durchmesser an der Erdoberfläche) ausgeblendet und auf eine Photokathode geleitet. Die zugehörige Röhre setzt die entlang der Rasterlinie wechselnde Helligkeit des Untergrundes, d. h. die wechselnde Intensität der von dort reflektierten Sonnenstrahlung, in Stromstärkeschwankungen um, die dann zur Modulation eines Senders verwendet werden. Nach jeder Umdrehung des Satelliten rückt durch einen Schrittschaltmotor das Gerät um eine Rasterlinie in Nord-Süd-Richtung weiter. Zum Abtasten des ganzen Bildes, das bei dem 1. geostationären Satelliten ATS-1 von 52° Nord- bis 52° Südbreite reichte, werden ca. 20 Minuten benötigt. Nach den Rändern verringert sich die Bildqualität merklich, da die Auflösung infolge der Krümmung der Erdoberfläche abnimmt.

Als weitere Entwicklung trägt der geostationäre Satellit ATS-3 ein Gerät, das Farbaufnahmen liefert, bestehend aus einem roten, grünen und blauen Anteil, die synchron auf 3 Kanälen übertragen werden und gemeinsam das fertige Bild ergeben. Bei zukünftigen geostationären Satelliten sind auch Wolkenaufnahmen im Infrarot-Bereich vorgesehen.

3.4. Vertikale Temperatursondierungen

Die Absorption von Kohlendioxyd in der $15\text{-}\mu\text{m}$ -Bande ist der Ansatzpunkt für ein neues Verfahren zur Messung der vertikalen Temperaturverteilung, das, wenn es voll entwickelt ist, sehr weitreichende Auswirkungen in der Meteorologie haben wird. Das hierbei verwendete SIRS-Gerät (Satellite Infrared Spectrometer) enthält ein Spektrometer, das die von unten in das Gerät eintretende infrarote Strahlung so aufspaltet, daß die Strahlungsintensitäten in 7 verschiedenen Linien der Kohlendioxyd-Bande bei $15 \mu\text{m}$ und in 6 Linien des Wasserdampfspektrums zwischen 18 und $36 \mu\text{m}$ gemessen werden können. Ein 14. Meßbereich liegt im atmosphärischen Fenster bei $11 \mu\text{m}$.

Die Stärke der Absorption von Kohlendioxyd bzw. Wasserdampf ist in verschiedenen Teilen ihrer Banden unterschiedlich. In einem Frequenzbereich, in dem star-

ke Absorption herrscht, kommt die am Satelliten empfangene Strahlung vorwiegend aus den oberen Atmosphärenschichten, bei Frequenzen mit schwächerer Absorption dagegen aus den tieferen Schichten. Da diese Strahlung außer von der Wellenlänge noch von der Temperatur der emittierenden Schicht abhängt, kann man aus der gemessenen Strahldichte auf die Temperatur und mit gewissen Annahmen auf den Luftdruck schließen. Das SIRS-Gerät ermöglicht daher eine Bestimmung der vertikalen Temperaturverteilung zwischen Boden und 30 km Höhe. Der Meßbereich soll später noch nach oben erweitert werden.

In die Auswertung der Messungen geht die Annahme ein, daß das Mischungsverhältnis von Kohlendioxyd zur Luft in allen Teilen dasselbe ist. Zwar ist diese Voraussetzung in der Troposphäre nicht immer streng erfüllt, jedoch scheinen die dadurch verursachten Abweichungen das Resultat nicht stark zu beeinflussen. Dagegen können die SIRS-Messungen nicht ausgewertet werden, wenn im Fußpunkt der Sondierung stärkere Bewölkung vorhanden ist.

Da der Anteil des Wasserdampfes in der Luft mit der Höhe variiert, können die von den Wasserdampfkanälen erbrachten Meßwerte erst dann zur Bestimmung des Wasserdampfprofils benutzt werden, wenn die vertikale Temperaturverteilung mit Hilfe der Messungen in den CO₂-Kanälen ermittelt ist.

Die neueren SIRS-Geräte sind so konstruiert, daß sie nicht nur in der Luftsäule über dem Subsattellitenpunkt sondieren, sondern daß sie durch Schwenkbewegungen senkrecht zum Satellitenkurs noch zusätzlich nach beiden Seiten hin Messungen vornehmen können. Dadurch ent-

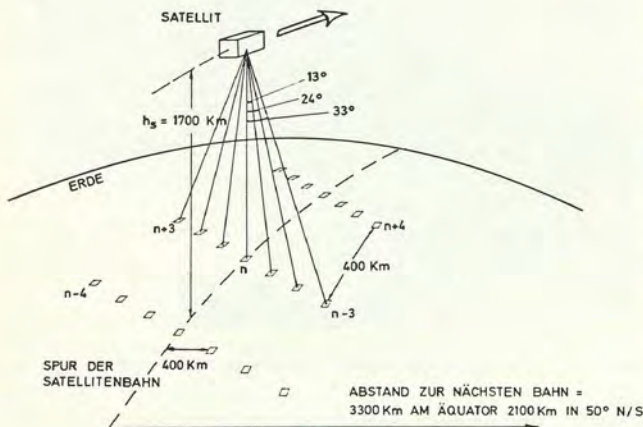


Abb. 5

Meßfolge mit dem SIRS-Gerät zur Bestimmung von Temperaturprofilen (nach BOLLE)

steht ein gitterförmiges Netz von Beobachtungspunkten (s. Abb. 5). Je nach dem Abstand der Gitterpunkte voneinander und der Zahl der Sondierungen beiderseits der Spur der Satellitendaten ergibt sich eine nahezu vollständige Überdeckung der Erdoberfläche mit Meßpunkten. Zwar werden immer eine größere Anzahl von Messungen wegen zu starker Wolkenbedeckung (>50%) für die Auswertung ausfallen, aber auch unter dieser einschränkenden Bedingung ist ein solches System dem konventionellen Radiosondennetz insofern deutlich überlegen, als letzteres nur über den Territorien der hochentwickelten Staaten eine ähnliche Dichte aufweist wie die SIRS-Messungen. Außerdem werden die Ergebnisse des Radiosondennetzes durch die unterschiedliche Meßgenauigkeit der in den verschiedenen Ländern verwendeten Radiosondentypen beeinträchtigt.

Die von einem vollentwickelten SIRS-Verfahren zu erwartenden Daten bieten also erstmalig die Aussicht,

gleichmäßig über den ganzen Erdball verteilte Sondierungen zu bekommen. Die SIRS-Messungen sind aber nicht synoptisch, sondern die Überdeckung des gesamten Erdballs mit Messungen erfordert jeweils 12 Stunden. Wird dieses Material in Computern verarbeitet und mit Hilfe von neuartigen Atmosphärenmodellen, die auch a-synoptische Daten berücksichtigen, bei der Berechnung von Vorhersagekarten verwendet, so dürfen deutliche Fortschritte in der Qualität der Vorhersagekarten und eine Ausweitung des Vorhersagezeitraums erwartet werden. Derartige Untersuchungen sollen insbesondere im Rahmen des Global Atmospheric Research Program (GARP) unter der Regie der World Meteorological Organization (WMO) und des International Council of Scientific Unions (ICSU) durchgeführt werden.

Neben den hier aufgeführten Verfahren der Wolkenphotographie, der Bestimmung der Oberflächentemperaturen und der vertikalen Temperatursondierung hat die Satellitentechnik noch eine ganze Reihe anderer Möglichkeiten erschlossen, um Angaben über den Zustand der Atmosphäre zu gewinnen. Aus der Vielzahl seien hier nur noch 3 Methoden erwähnt: die Ermittlung der Strahlungsbilanz, der relativen Feuchtigkeit in der oberen Troposphäre und die Bestimmung von Höhenwinden nach der Methode von SUOMI. Letztere beruht darauf, daß man in zwei aufeinanderfolgenden, von geostationären Satelliten aus gewonnenen Aufnahmen die Positionen einzelner Wolkenformationen vergleicht und die seit der letzten Aufnahme erfolgte seitliche Verschiebung ausmißt. Zusammen mit dem bekannten zeitlichen Abstand zwischen den beiden Aufnahmen läßt sich hieraus die Windgeschwindigkeit in der Schicht ermitteln, der die Wolke angehört. Durch Vergleich mit den anderen Verfahren der Höhenwindmessung (Ballone, Aireps) hat sich gezeigt, daß man in den Tropen für die Höhen, in denen die kleineren Cu auftreten und für die Cirrus-Schirme an den Cumulonimben auf diesem Wege Höhenwindangaben mit Genauigkeiten von ca. 10 kt erhalten kann. Voraussetzung ist natürlich, daß sich die betreffende Wolkenformation mit der Geschwindigkeit der Luftströmung fortbewegt, was beispielsweise bei einer Staubbewölkung an Inseln und Gebirgen nicht zutrifft. Immerhin scheinen auf diesem Wege Windangaben aus den Tropen, aus denen sonst relativ wenige Messungen vorliegen, erhältlich zu sein, und zwar für die Höhen um 2 km und 10 km.

Ein Weg zur Ermittlung der Strahlungsbilanz über verschiedenen Gebieten der Erde bietet sich durch die Möglichkeit, mit den Sensoren der Wettersatelliten je nach deren Empfindlichkeitsbereich entweder die von der Erde bzw. der Atmosphäre nach oben gehenden Strahlungsströme (zwischen 5 und 100 μm) zu messen oder das von der Erdoberfläche reflektierte bzw. in der Atmosphäre rückgestreute Sonnenlicht (zwischen 0,2 und 5,0 μm). Addiert man diese nach außen gerichteten Strahlungsströme und subtrahiert sie von der bekannten Sonneneinstrahlung (Solarkonstante = 1,94 cal/min cm² bei senkrechtem Einfall), so kann man daraus die Strahlungsbilanz über den verschiedenen vom Satelliten überflogenen Gebieten ableiten. Wird die geographische Verteilung der Strahlungsbilanz in Verbindung mit der synoptischen Lage gebracht, so können daraus Rückschlüsse auf die Energieumsätze in den verschiedenen Hoch- und Tiefdruckgebieten bzw. in ihren Teilbereichen wie Fronten und Trögen gezogen werden.

RASCHKE hat nach den Messungen von TIROS IV die großräumige geographische Verteilung der relativen Feuchtigkeit in der oberen Troposphäre berechnen können, wobei sich die geringe Feuchte über dem subtropischen Hochdruckgürtel ebenso bestätigte wie die höheren Feuchtigkeitswerte entlang der Intertropischen Konvergenzzone und über den Gebieten, in denen sich die Polarfront befand.

4. Wolkenbilder und Wetterlage

Die Auswertung der von den Wettersatelliten gewonnenen Daten erfordert im allgemeinen einen Arbeitsaufwand, der nicht manuell im Rahmen eines laufenden Betriebsdienstes erledigt werden kann. Eine Ausnahme machen hier nur die Wolkenaufnahmen, die täglich bei zahlreichen meteorologischen Zentralen mit Hilfe der APT-Anlage aufgenommen und in die Analysen der Wetterkarten eingearbeitet werden.

4.1. Überblick über die Bewölkungsverhältnisse

Unbestreitbar versetzen diese Bilder die Meteorologen in die Lage, die Ausdehnung von Wolkenfeldern in einer Vollständigkeit zu erkennen, die selbst mit einem dichten Stationsnetz nicht zu erreichen ist. Zur Verdeutlichung dieser Tatsache ist in der Abb. 6 eine Satellitenaufnahme

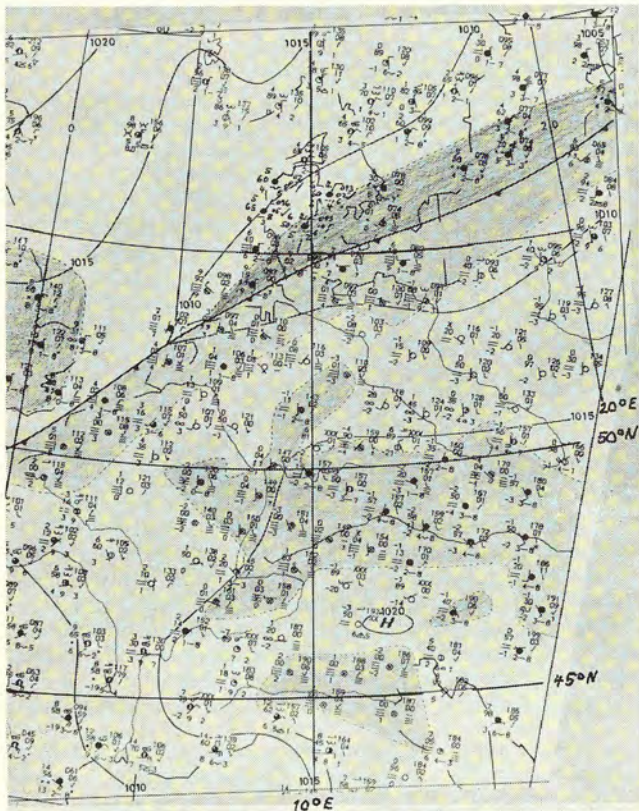


Abb. 6

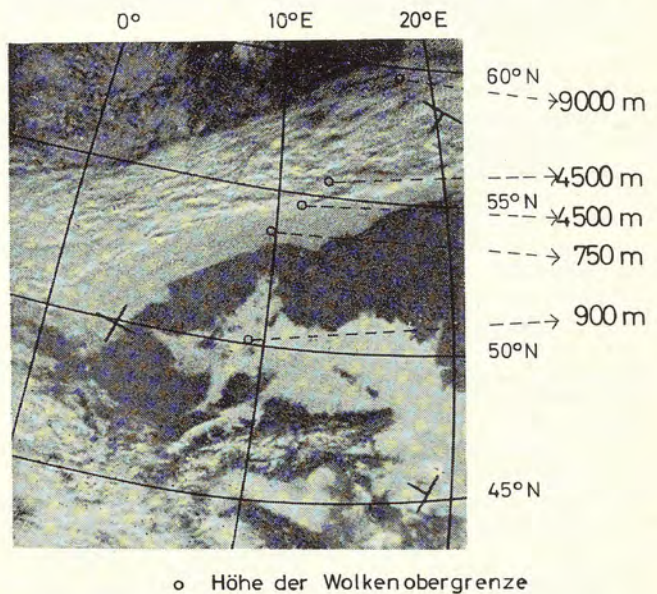
Vergleich zwischen Wetterkarte und Satellitenbild (gleicher Maßstab). Wetterlage in Mitteleuropa am 29. Nov. 1968, 0900 GMT

über Mitteleuropa der zugehörigen regionalen Wetterkarte gegenübergestellt. Der Radius der Stationskreise würde in der Natur 7,5 km betragen, d. h. unter mittleren Sichtverhältnissen würde das von den Beobachtern überschaubare Gebiet nicht viel mehr ausmachen, als die von den Stationskreisen eingenommene Fläche. Das insgesamt eingesehene Gebiet macht also nur einen geringfügigen Bruchteil der Gesamtfläche aus. Dies ändert sich auch dann noch nicht entscheidend, wenn man anstatt der in diesem Beispiel eingezeichneten 28 Stationen im Gebiet der Bundesrepublik Deutschland die mögliche Gesamtzahl von ca. 100 Stationen nimmt. Demgegenüber vermittelt das Satellitenbild eine klare Information über die Begrenzung der Wolken- bzw. Nebelfelder.

Keine Auskunft gibt das Satellitenbild zunächst auf die Frage, wie hoch die Wolken reichen. Hier können jedoch Radiosondenaufstiege oder AIREPS weiterhelfen. So ließ sich in diesem Falle das ausgedehnte Wolkenfeld in der Mitte des Bildes als eine bis 900 m NN reichende Nebeldecke identifizieren. Ebenso stellt der gleichmäßig graue

Streifen in der oberen Bildhälfte ein Nebelfeld dar, dessen Obergrenze bei Hamburg mit 750 m NN erfolgen wurde. Die nördlich davon quer über das Bild verlaufende Wolkenstufe ist lt. Wetterkarte eine Kaltfront mit einem postfrontalen Regengebiet (dunkle Tönung in der Abbildung). Nach Feststellung der Linienmaschine Kopenhagen — Hamburg reichte in diesem Abschnitt die Bewölkung bis 4500 m. Auf diese Weise vermittelt die Kombination der verschiedenen Hilfsmittel ein dreidimensionales Bild der Wetterverhältnisse.

In manchen Fällen sieht das, was von der Fernsehkamera aufgenommen wird, auf den ersten Blick wie dünne Wolkenfelder aus. Erst eine sorgfältigere Betrachtung führt zum Ergebnis, daß es sich um Trübungen anderer Art, wie z. B. Industriedunst oder Sandstürme handelt. Die Abb. 7 illustriert einen Sandsturm über der westlichen Sahara: der auf breiter Fläche aufgewirbelte Sand wird durch den NE-Passat beiderseits von Dakar (bei Punkt B) über die westafrikanische Küste noch mehrere hundert Kilometer auf die See hinaus verfrachtet — ein Vorgang, der auch aus Schiffsbeobachtungen seit langer Zeit bekannt ist. In diesem Bild schneidet die inner-tropische Konvergenzlinie mit der üblichen Streichrichtung von WSW nach ENE die afrikanische Küstenlinie auf 10° Nordbreite. Südlich davon befinden sich zahlrei-



che Cirren-Schirme, die im Zusammenhang mit Cumulonimben stehen. Besonders markant sind die beiden kreisförmigen Wolkenfelder von 150–200 km Durchmesser, die bei 12°N / 04°W den mittleren Verlauf der inner-tropischen Konvergenz etwas nach Norden überragen. Sie sind ebenfalls als Cb-Gruppierungen anzusehen, die von Ci-Schirmen überdeckt sind.

4.2. Struktur von Wirbeln und Fronten

Der weite Überblick über die Bewölkungsverhältnisse, den die Fernsehbilder (Seitenlängen ca. 3000 km) vermitteln, hat neue Einblicke in die Struktur der Zyklonen gebracht. Die von H. FAUST bereits 1948 aufgestellte Behauptung, daß in okkludierten Tiefdruckgebieten die Wolkenfelder in der Umgebung des Zentrums spiralförmig angeordnet sein müßten, fand durch die Satelliten ihre überzeugende Bestätigung.

Die Erfahrung hat gezeigt, daß Tiefdruckkerne wie auch Kaltfronten und Okklusionen in den Aufnahmen meistens gut zu erkennen sind, während man viel selte-

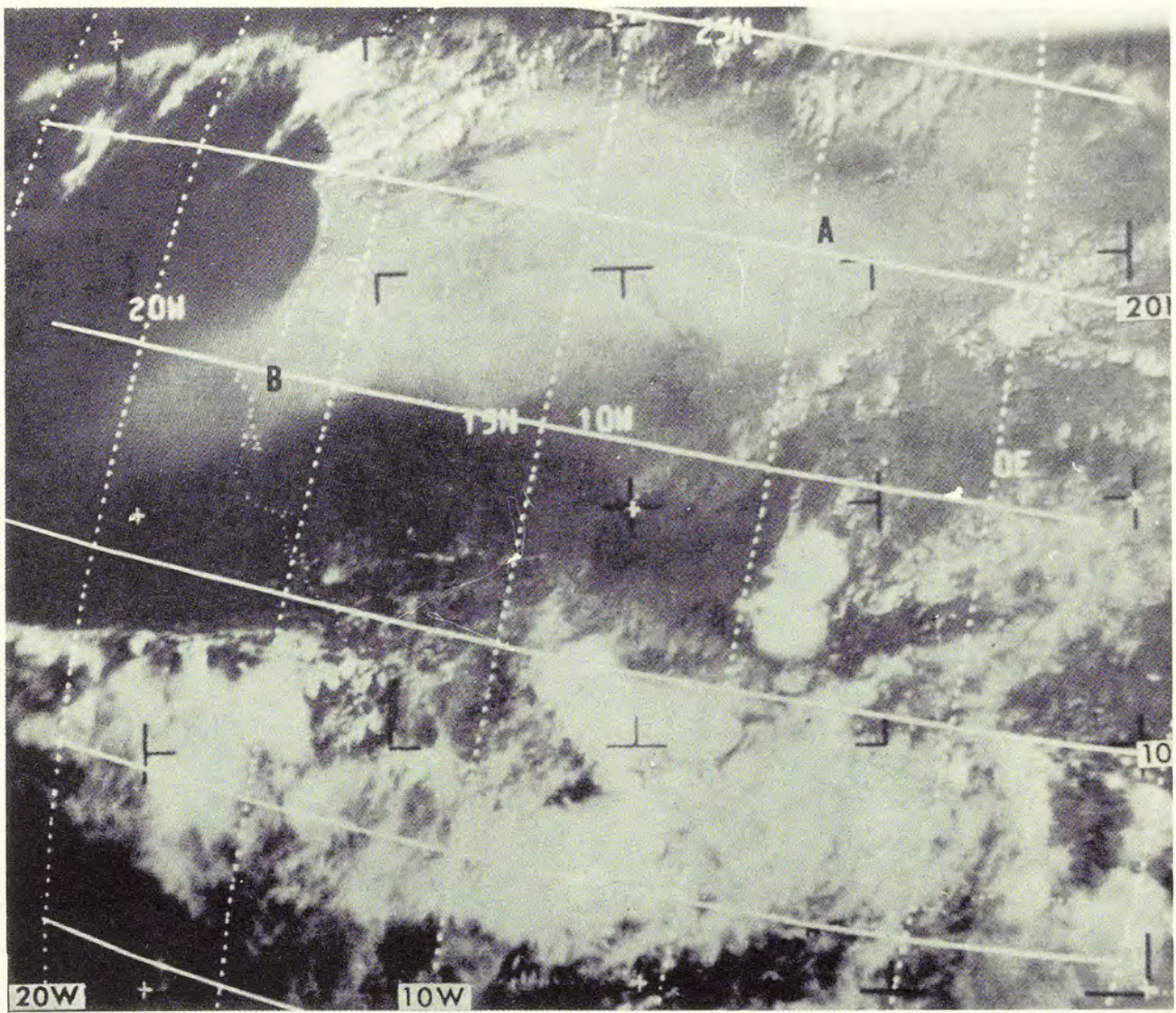


Abb. 7

Sand- und Staubtrübung über der westlichen Sahara und dem angrenzenden Atlantik. Aus: Techn. Rep. Air Weather Serv. (MAC) U.S. Air Force Nr. 212 (June 1969)

ner die Lage einer Warmfront deutlich markiert findet. Ein Beispiel für eine gut zu verfolgende Warmfront gibt die Abb. 8. Hier hat der — nicht sehr intensive — Schirm der Aufgleitbewölkung den Süden von Island erreicht. Daß es sich bei den vorderen Randpartien um Cirren handelt, wird im Seegebiet östlich von Island deutlich, wo die untere Bewölkung durch den oberen Schleier hindurch zu erkennen ist. Vom Tiefdruckzentrum läßt sich der geschwungene Bogen der Warmfront nach SE bis über Schottland (rechter Bildrand) verfolgen.

Die Wolkenfelder auf der Rückseite des Tiefs befinden sich in einer N-Strömung, die Polarluft über den der Ostgrönlandküste vorgelagerten Packeisgürtel zum offenen Meer führt. Nach einer gewissen Strecke über See hat die ursprünglich wegen ihrer niedrigen Temperatur sehr wasserdampfarme Luft durch die Verdunstung aus dem Meer hinreichend Feuchtigkeit angenommen, um Wolken bilden zu können. Diese ordnen sich in perlchnurartigen Ketten an und lassen auf diese Weise die Strömungsrichtung in den unteren Schichten erkennen. Nach einer gewissen Strecke über See sind Feuchteanreicherung und Erwärmung von unten so weit gediehen, daß die Konvektion zur Bildung von großen Cumuluswolken bzw. Cumulonimben führt (Gebiete südlich des Tiefzentrums).

Wenn ein bereits okkludiertes Tief nur noch wenig Verlagerung zeigt, kann das Wolkenband der Okklusion

im Norden herum bis westlich vom Zentrum geholt werden (Abb. 9). Drei Tage bevor der Satellit die in Abb. 9 wiedergegebene Aufnahme machte, war eine Wellenstörung nördlich von New York vorbeigezogen. Nach Passieren von Neufundland war im Delta der Frontalzone innerhalb von 24 Stunden eine Vertiefung von 30 mb eingetreten. Bei einem zur Zeit der Satellitenaufnahme durchgeführten Flug von London über die Südspitze Grönlands nach Montreal wurde das Zentrum des Tiefs, in dem einige bis ca. 7000 m reichende Cb auftraten, überflogen. Danach änderte sich das Bewölkungsbild sehr schnell: Die Quellungen nahmen ab und dafür kam das Flugzeug in die oberen Partien einer Schichtbewölkung, wobei die Temperatur um 8° zurückging. Erst als nach Passieren der Südspitze von Grönland die Schichtbewölkung aufhörte, stieg auch die Temperatur wieder um 5° an. Wie das Satellitenbild zeigt, hing diese Schichtbewölkung über Grönland und Island hinweg mit der Okklusionsbewölkung zusammen, die vorher über dem Ostatlantik durchflogen worden war. Dies zeigt auch das Relief der Höhe der Tropopause (Abb. 10), bei der — konform mit der Schichtbewölkung — auf der Nordseite des Tiefs ein Keil bis in den Rücken der Zyklone herumschneidet.

Der in seinem Zentrum bis auf 7200 m hinabreichende Tropausentrichter lag fast genau über dem Kern des Tiefs am Boden. Ferner zeigt das Bild, wie die zwischen

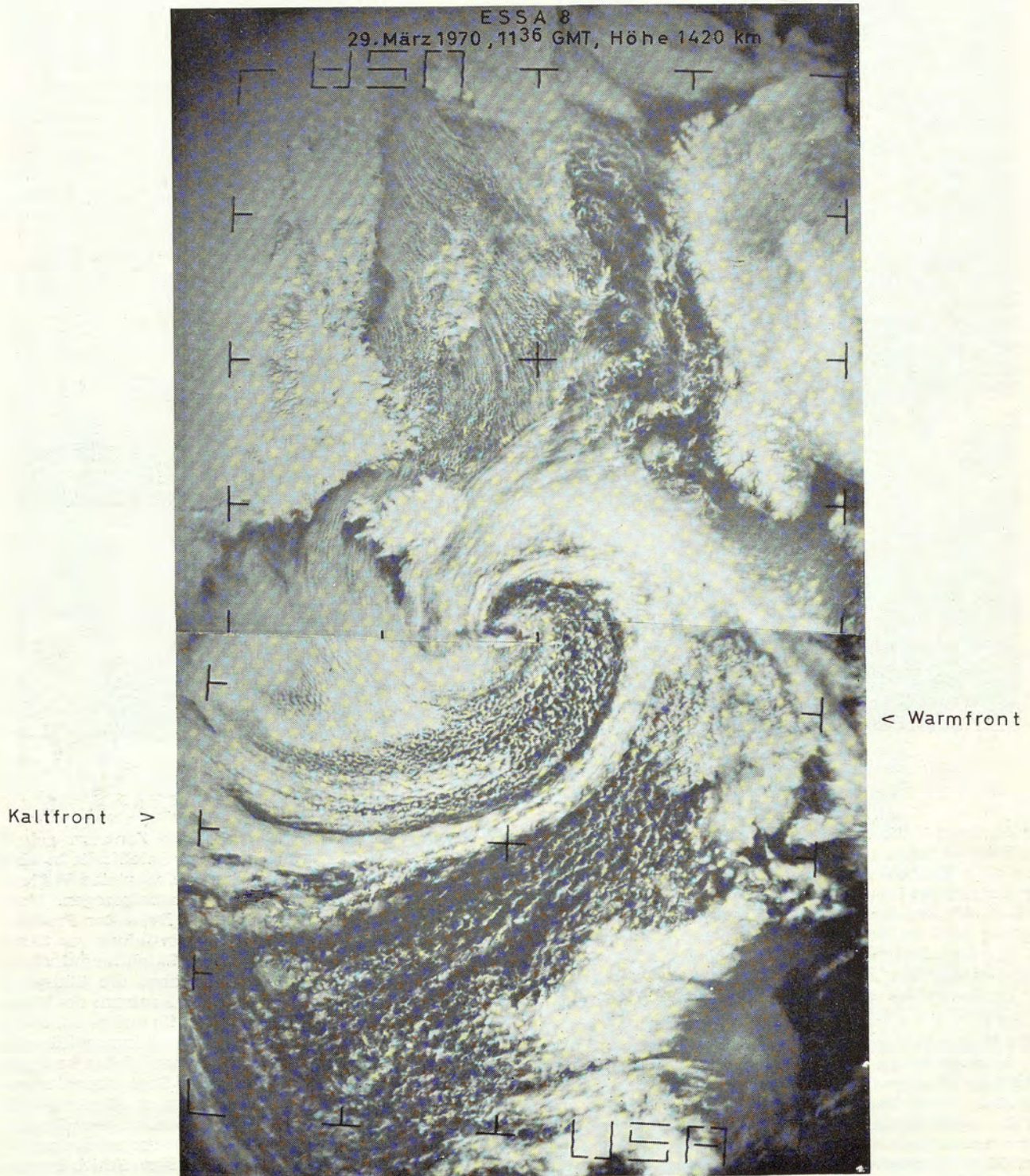


Abb. 8
Sturmwirbel südlich von Island mit Warm- und Kaltfront
(29. März 1970)

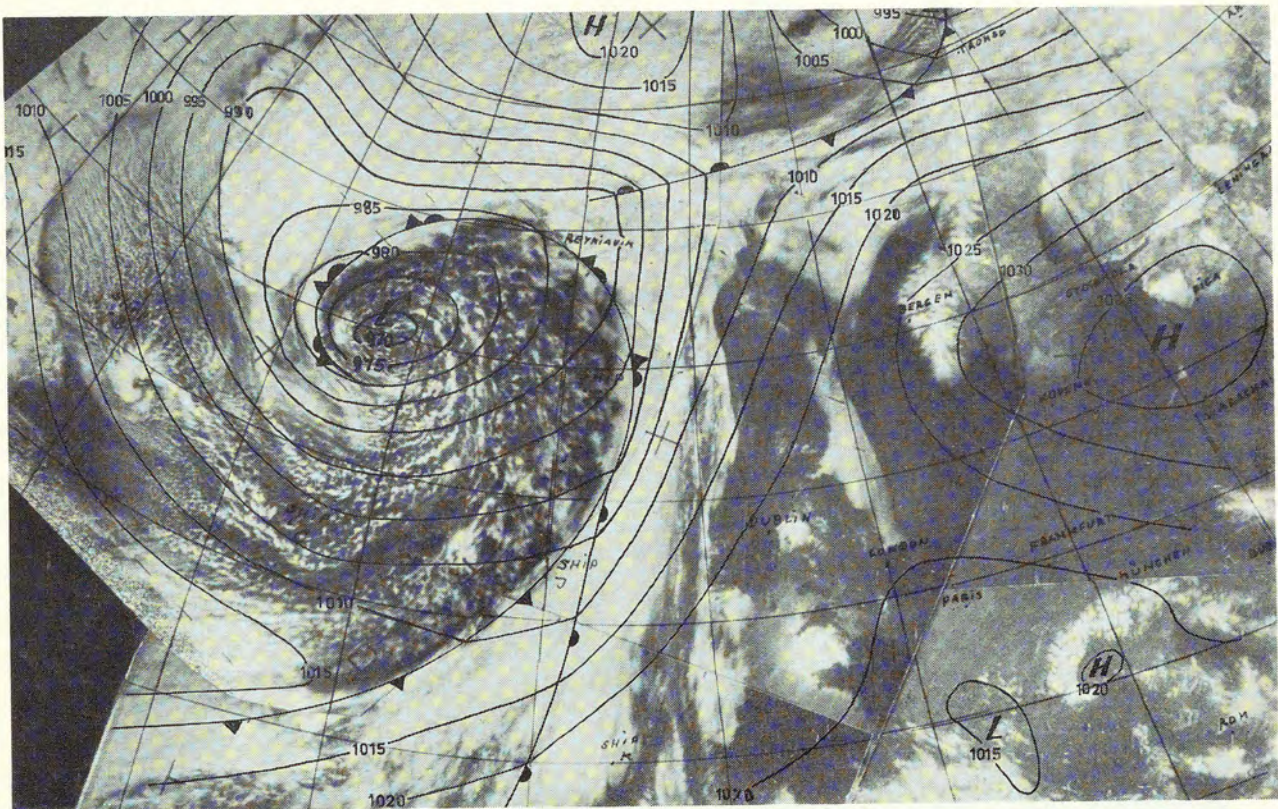


Abb. 9
Okkludiertes Sturmtief östlich der grönländischen Südspitze
(Bodenkarte 8. April 1969, 1200 GMT)

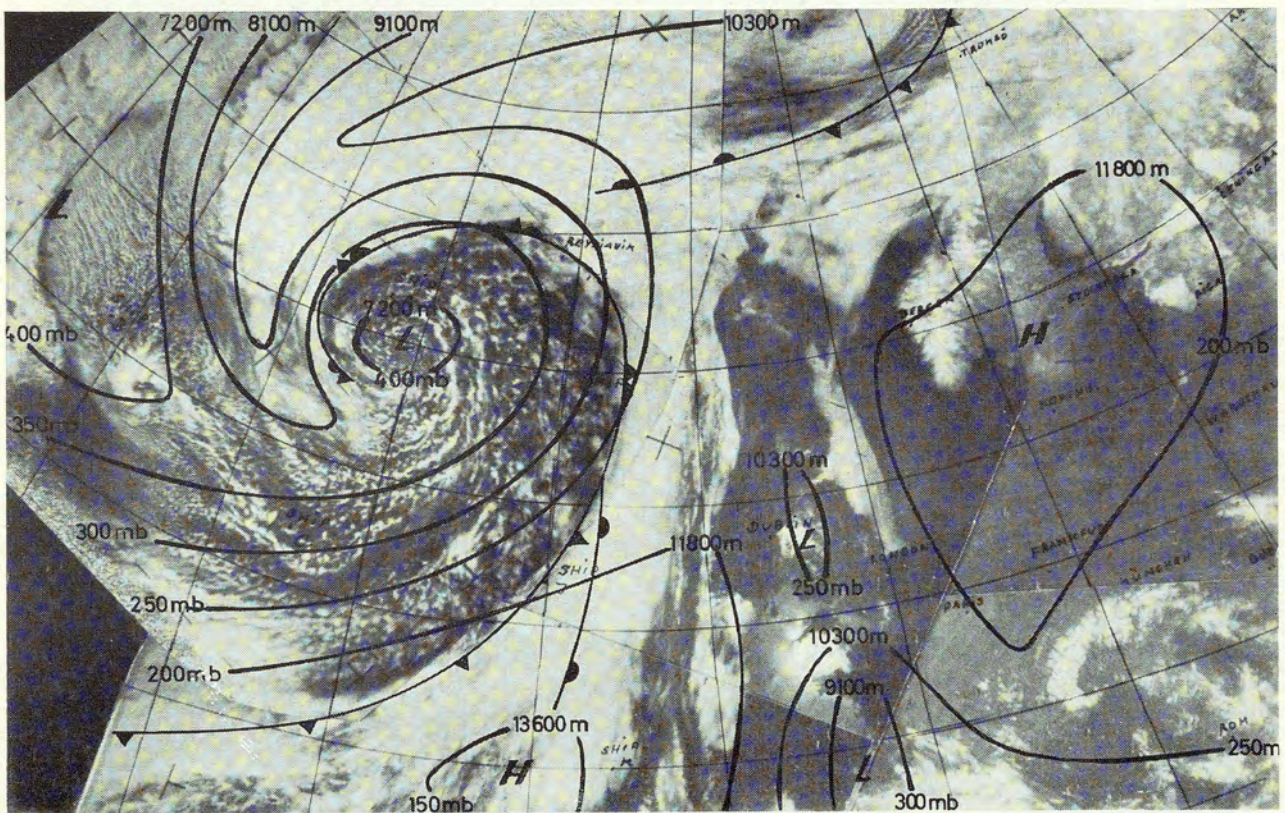


Abb. 10
Höhe der Tropopause und Bodenfronten am 8. April 1969 um
1200 GMT.

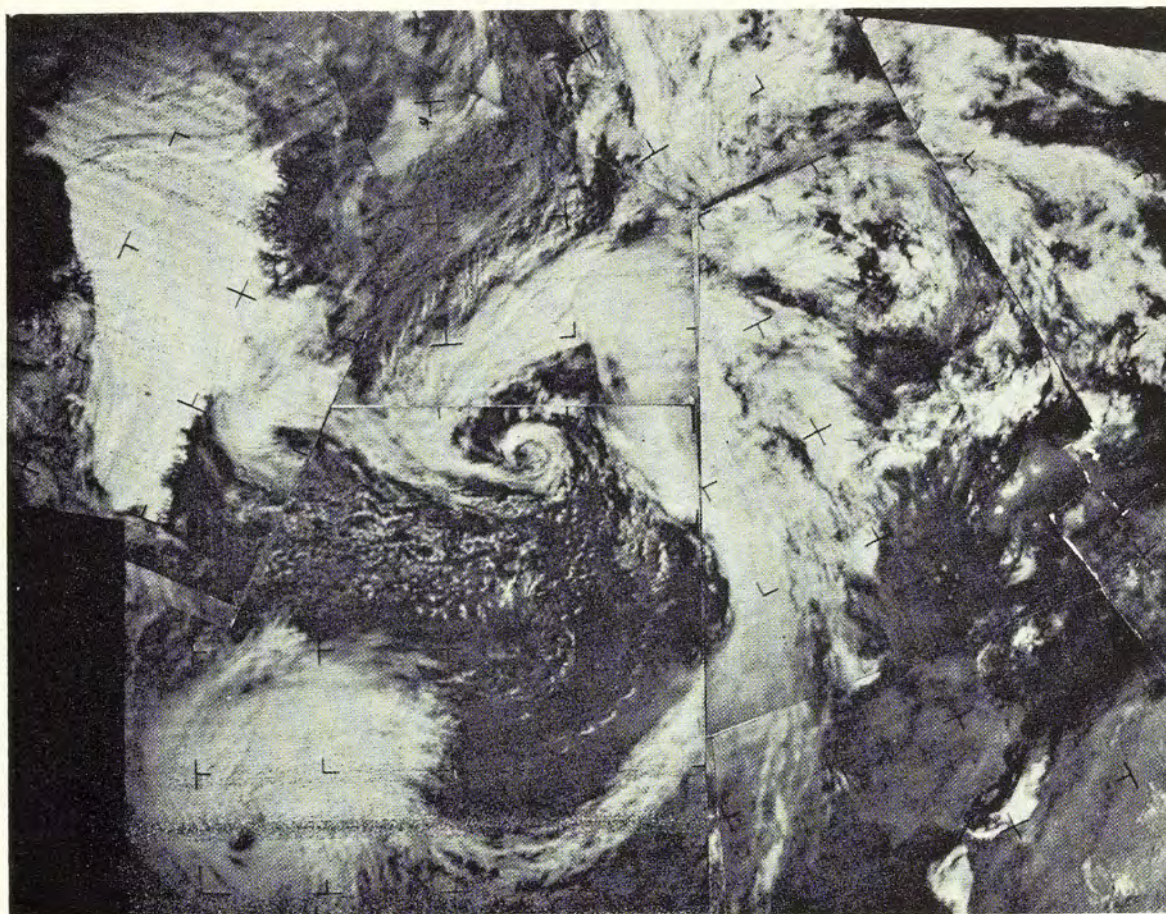
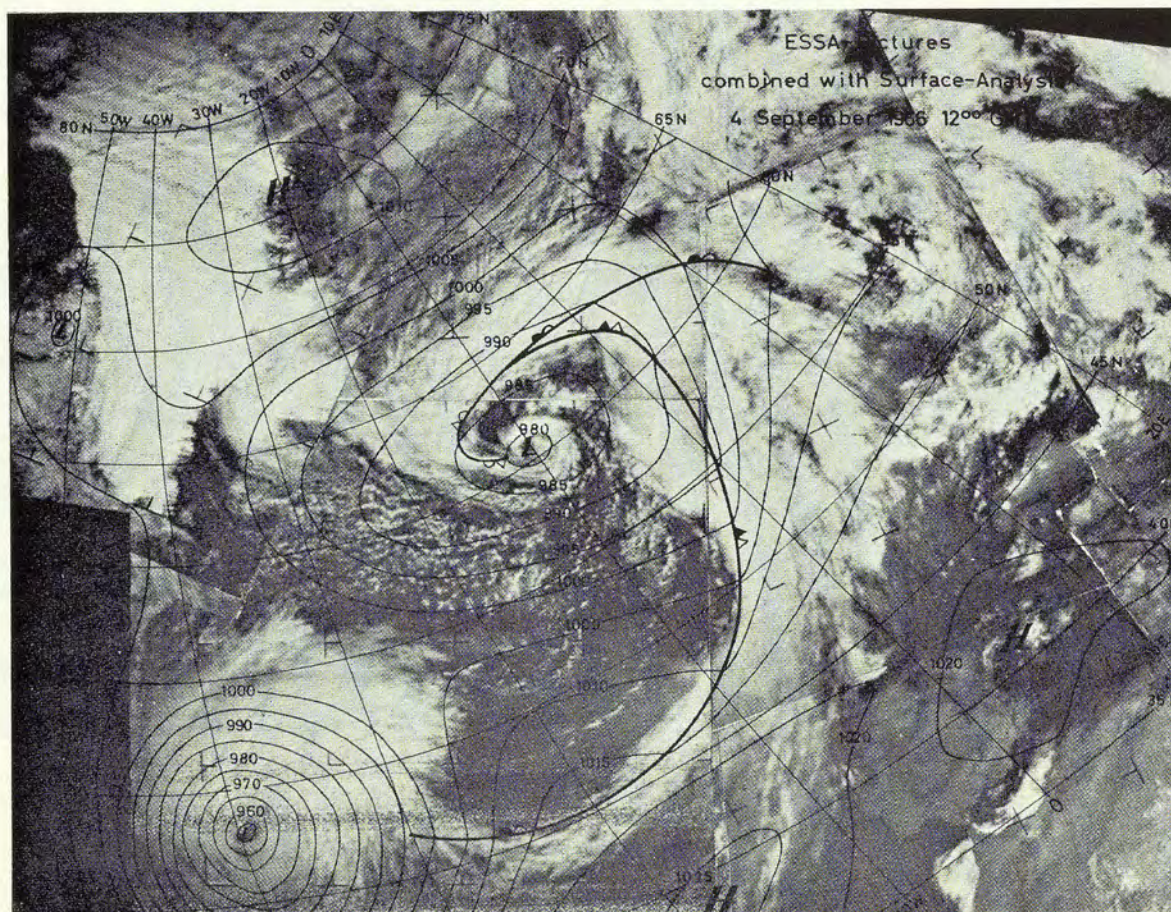


Abb. 11
Tropischer Wirbelsturm und Polarfronttief über dem Nordatlantik (4. September 1966, 1200 GMT)



der Westküste von Grönland und dem Packeisgürtel vor Labrador ausfließende Polarluft perlschnurartige Wolkenketten entstehen läßt. Außerdem fällt südlich davon ein kleiner Randwirbel auf, der sonst durch keine andere Beobachtung erfaßt ist.

Die Polarfronttiefs der gemäßigten Breiten zeigen ebenso wie die tropischen Wirbelstürme besondere charakteristische Strukturen und sind dadurch gut voneinander zu unterscheiden. Beide Arten von Wirbeln sind in der Abb. 11 enthalten, wo einer Polarfrontzyklone der gerade bis zum Nordatlantik vorgedrungene Hurricane „Faith“ folgt. Bei letzterem ist das Zentrum durch ein wolkenfreies Gebiet markiert. Die Interpretation als „Auge“ ist in Anbetracht des relativ großen Durchmessers (ca. 100 km) nicht ganz sicher. In dem rings um das Zentrum sich ausdehnenden Wolkenschirm ist die zyklonale Luftbewegung nur an relativ schwach hervortretenden Banden zu erkennen. Bei dem Polarfronttief dagegen, wo die Kaltluft den Kern umrundet hat, wird dessen nähere Umgebung von einer Bewölkungsspirale eingenommen, während ringsherum ein bewölkungsarmer Korridor entstanden ist. Die Druckwerte in den Zentren der beiden Wirbel sind durch eine Beobachtung von den Faröer-Inseln mit 981 mb bzw. durch eine Schiffsmeldung mit 959 mb nahe dem Zentrum des Hurricane be-

Als besonders nützlich haben sich die Wettersatelliten für das Auffinden von tropischen Wirbelstürmen und für die Verfolgung ihrer Zugbahn erwiesen. Da diese Gebilde über Meeresgebieten entstehen, die sowohl von Schiffen wie auch von Flugzeugen relativ wenig berührt werden, sind sie früher häufig über Tage hinaus unbeachtet geblieben. Die Folge war, daß Warnungen oft nicht rechtzeitig gegeben werden konnten.

Die amerikanischen Meteorologen, für die die tropischen Wirbelstürme eine besondere Rolle spielen, haben ein Schema aufgestellt, das es gestattet, aus der Gruppierung der Wolken, dem Durchmesser des zusammenhängenden kernnahen Wolkenfeldes sowie aus dem Auftreten bzw. der Gestalt des „Auges“ auf die im Wirbelsturm herrschenden Windgeschwindigkeiten zu schließen. Bei den stärksten ist das Auge rund und je nach dem Durchmesser des zusammenhängenden Wolkenfeldes sind in der Nähe der Erdoberfläche Geschwindigkeiten zwischen 80 und 150 kt anzunehmen (Abb. 13). Ist das Auge unregelmäßig geformt, liegen die Geschwindigkeiten je nach Durchmesser des Wolkenfeldes zwischen 60 und 110 kt, während bei Fehlen eines Auges die Geschwindigkeiten unterhalb von 70 kt bleiben. Ist weder ein Auge noch ein kreisförmiges Wolkenfeld vorhan-



Abb. 12
Spiralstruktur im Zentrum eines Nordatlantik-Tiefs am 29. Februar 1964 (Aufnahme: Flugkapitän MÜLLER-NALBACH, Luft-hansa)

legt. Wie die untere Partie der Abbildung erkennen läßt, wird der nach W zurückhängende Teil der Kaltfront des Faröer-Tiefs gerade in das Strömungssystem des tropischen Wirbelsturms einbezogen.

In diesem Zusammenhang mag der Hinweis angebracht sein, daß Luftaufnahmen, die aus der Flughöhe von Düsenmaschinen gemacht werden, weitere Einzelheiten über die Spiralstruktur der Wolkenfelder im Zentrum eines Polarfronttiefs erkennen lassen. So zeigt die Aufnahme des Flugkapitäns MÜLLER-NALBACH (Luft-hansa) aus 11 km Höhe das Ende einer Wolkenspirale (Abb. 12). Ihre Identität mit einem Tiefdruckzentrum ergab sich übereinstimmend aus der Flugzeugposition, der Wetterkarte und einer gleichzeitigen Satellitenaufnahme. Der Schweizer Meteorologe Beck vermochte bei diesem Beispiel die Ausdehnung und Höhe der Wolken aus Schattenwurf und Sonnenstand zu berechnen. Er fand einen Durchmesser der zentralen Wolkenscheibe von 30–35 km, einen Abstand der hinteren Cu-Reihe von 140 km und Obergrenzen der dort sichtbaren Cu von 5500 m.

den, so handelt es sich nicht um einen Hurricane, sondern um einen „tropical storm“.

Wirbel von wesentlich kleineren Dimensionen treten gelegentlich in den Passatgebieten auf (Abb. 14). Der Passat ist durch die in ca. 1500 m liegende Inversion so stabil, daß er Strömungshindernisse wie die Kanaren-Inseln Gran Canaria und Teneriffa nicht überfließen kann, sondern er muß sich zwischen ihnen gleichsam hindurchzwängen. Das führt im Lee der Inseln zur Wirbelbildung, die sich im Wolkenbild bemerkbar machen kann.

4.3. Feststellung der Lage von Jet-Achsen

In vielen Fällen haben sich die Satellitenbilder als ein gutes Hilfsmittel erwiesen, um die Lage eines Jet-Stream festzustellen. Das auffallendste Merkmal in der Abb. 15a ist das helle Wolkenband auf der rechten Hälfte des Bildes mit dem scharfen Rand auf seiner Westflanke. Ein solcher markanter, glatter Wolkenrand gibt meist den Verlauf eines Strahlstroms an. (Die Ränder von fronta-

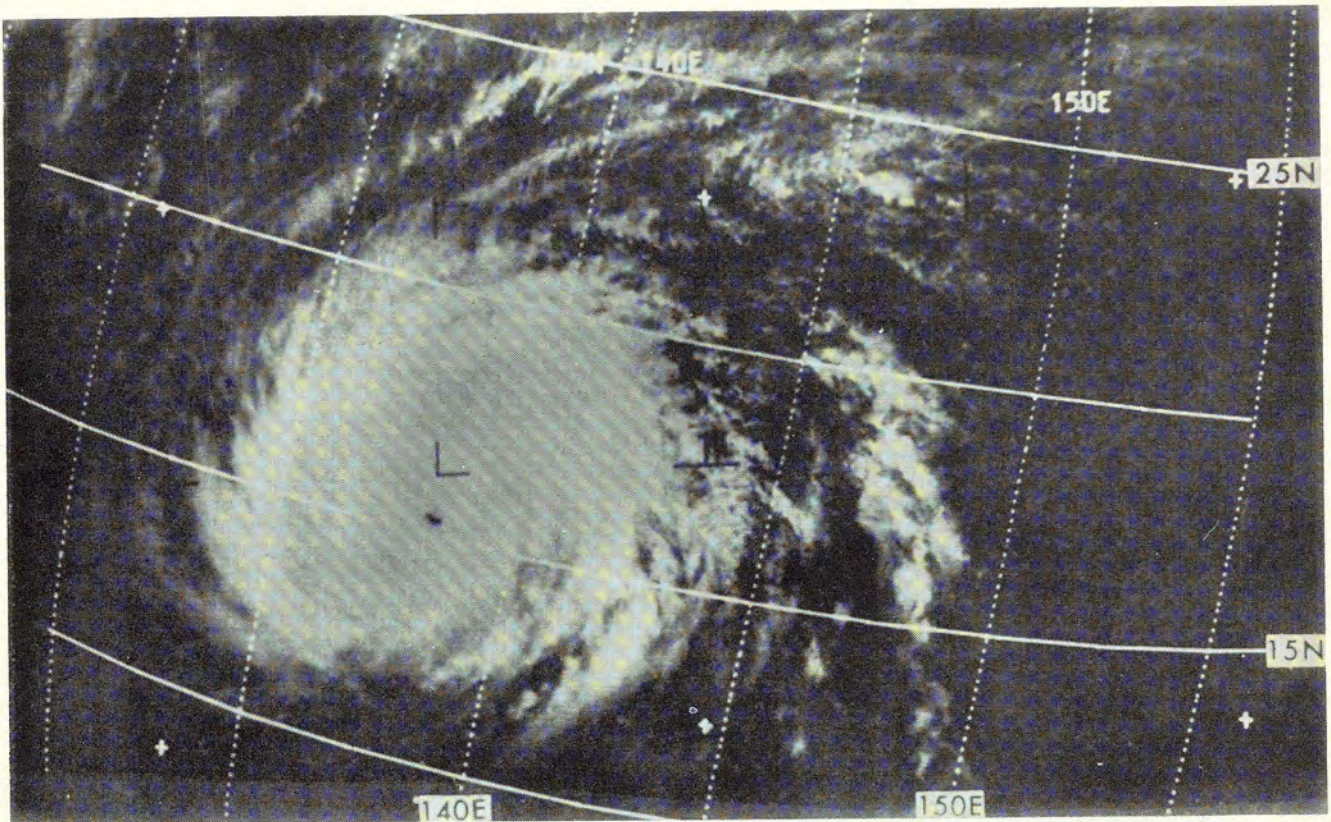


Abb. 13

Taifun „Gilda“ über dem Pazifik am 14. November 1967. Aus: Techn. Rep. Air Weather Serv. (MAC) U.S. Air Force Nr. 212 (June 1969)

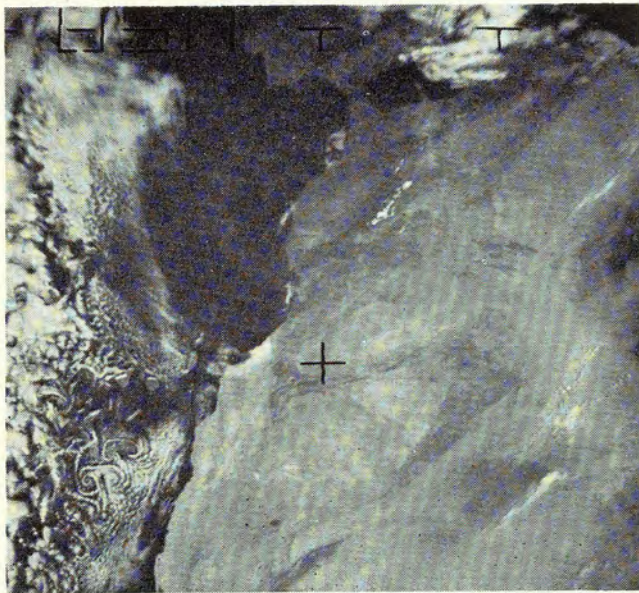


Abb. 14

Kármán-Wirbel im Lee der Kanarischen Inseln (18. 5. 1970, 10.29 GMT. ESSA 8. APT-Empfangsanlage DWD, Offenbach/Main)

len Bewölkungszonen zeigen im allgemeinen keinen so glatten Verlauf.)

Der Strahlstrom befindet sich hinter der Bodenkaltfront, deren Verlauf über den Britischen Inseln durch das Netz der Bodenstationen genau festgelegt werden kann. Die Position der Front relativ zum vorderen bzw. hinteren Rand des Wolkenfeldes variiert. Im Durchschnitt liegt die Front ungefähr in der Mitte des langgestreckten Feldes. Dieses besteht zum großen Teil aus Cirren, durch die man in den nördlichen Partien auf die darunterliegenden Quellungen hindurchblicken kann.

Nach dem Infrarotbild (Abb. 15 c) haben die Wolken am Strahlstrom eine Temperatur von ungefähr -55°C , was einer Höhe von 11 000 m entspricht, in den östlichen Partien dagegen von -20° bis -25° , entsprechend einer Wolkenobergrenze in 6000 m. Der breite Streifen aufgelockerter Bewölkung am östlichen Bildrand hatte Oberflächentemperaturen von ca. $+5^{\circ}$ und damit Obergrenzen bei 2500 m. (Näheres zur Ableitung von Wolkenobergrenzen aus Infrarotaufnahmen siehe Abschnitt 4.4.)

Die Quellbewölkung auf der Rückseite ist im Gebiet stärkster zyklonaler Krümmung (60°N , 20°W) zu dichten Feldern zusammengeschoben (Abb. 15 b). Die Wolken reichen dort bis zur Tropopause, deren Höhe 7000 m und deren Temperatur -49° betrug, was auch der Tönung des Infrarotbildes entspricht.

Bemerkenswert ist, daß die Jet-Achse, die durch die Form des Isotachenfeldes und den damit übereinstimmenden Verlauf des westlichen Bewölkungsrandes festgelegt ist (Abb. 15 d), mit der Richtung der Strömung, die ihrerseits durch die Richtung der Isohypsen in der 300-mb-Fläche und die damit übereinstimmenden Windbeobachtungen festgelegt ist, Winkel von z. T. mehr als 30° bildet. Die einzelnen Luftteilchen bewegen sich also nicht immer parallel zur Jet-Achse, sondern können auch von der Seite her durch diese hindurchwandern.

Das Auftreten eines langgestreckten Schichtwolkenfeldes im Zusammenhang mit einem Strahlstrom wird auch durch die Abb. 16 verdeutlicht. Das Wolkenband über Grönland (links oben) endet auf der kalten Seite der Jet-Achse so abrupt, daß ein Schattenwurf entsteht. In diesem Falle ist noch ein weiterer Schatten, und zwar eine Stufe in der Wolkenobergrenze quer zur Strömungsrichtung zu erkennen. Diese Stufe entsteht beim Überströmen der ostgrönländischen Küstengebirge (im Bild erkennbar bei 70°N , 30°W). Das den Jet begleitenden Wolkenfeld erstreckt sich weiter nach Osten über das Packeisfeld bis zum Nordteil Islands.

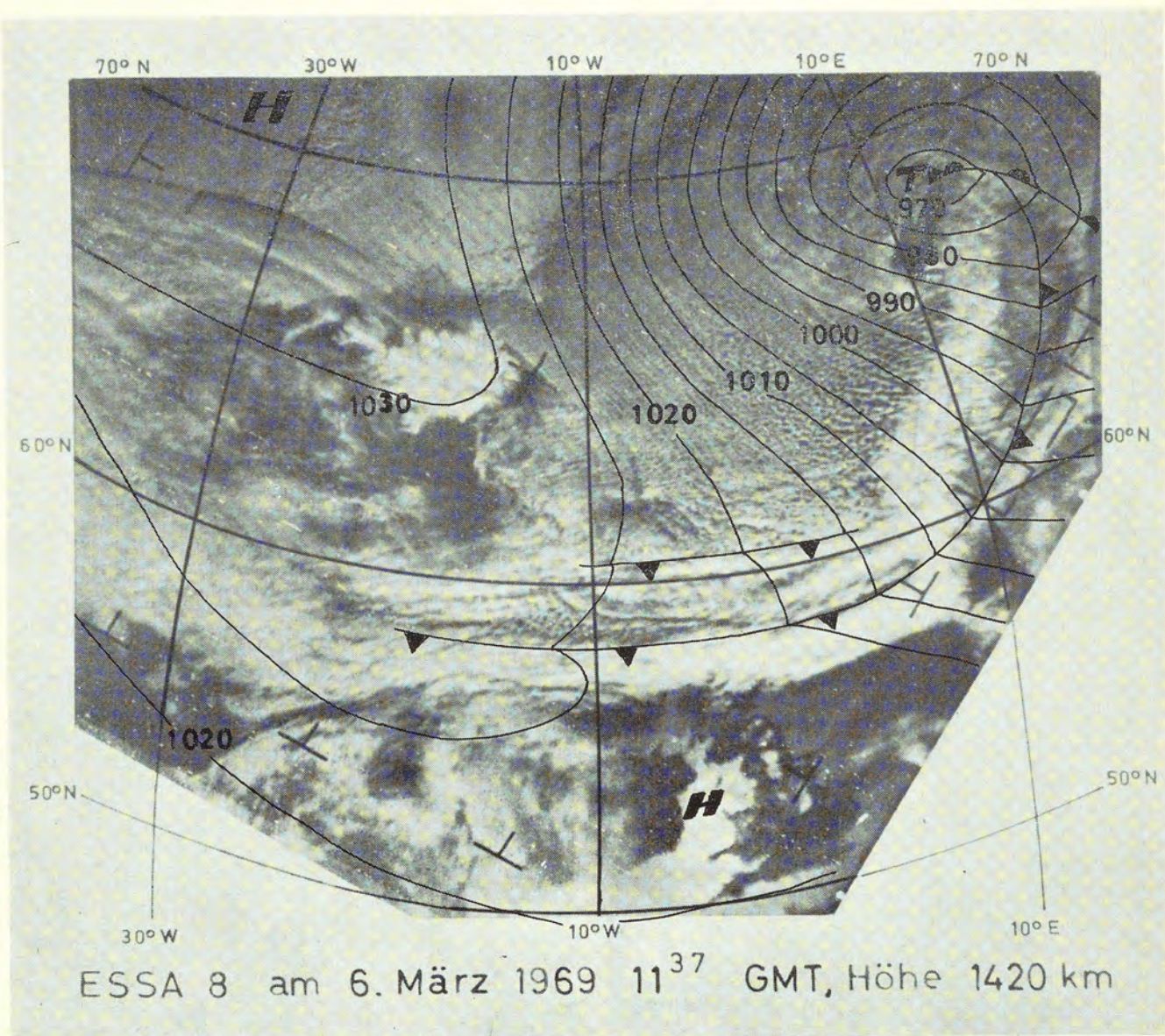


Abb. 16
Polarluftausbruch über dem Nordmeer und Strahlstrom-Bewölkung westlich von Island am 6. März 1969. (APT-Empfangsanlage DWD, Offenbach/Main)

Diese Abbildung demonstriert außerdem gut die Verhältnisse bei einem Polarluftausbruch. Die Kaltfront hat die norwegischen Gebirge überschritten (Wolkenauflösung infolge Föhneffekt hinter dem Gebirge, und Stau an deren Westseite). Im Süden hat die Front Schottland erreicht. Die Polarluft verläßt den Packeisgürtel im Norden mit Bodentemperaturen von -26°C und Geschwindigkeiten zwischen 40 und 50 kt. Je mehr Wasserdampf sie auf ihrem Wege durch die Verdunstung des Meeres aufnimmt, desto stärker wird die Wolkenbildung. Im Norden sind die Wolkenketten, wie eine eingehende Bearbeitung gezeigt hat, parallel zur Windrichtung im 900-mb-Niveau angeordnet, während sie vor der norwegischen Küste deutlich quer zu den Boden-isobaren, dafür aber parallel zu den Isohypsen der 700-mb-Fläche verlaufen — ein Anzeichen dafür, daß die vertikale Erstreckung der Wolken mit wachsendem Abstand vom Packeisgürtel laufend zugenommen hat.

Dort, wo der Strahlstrom zyklonal gekrümmt ist, ist seine Position u. U. daran zu erkennen, daß bei der unteren Bewölkung ein Übergang von offenen zu geschlossenen Formen stattfindet (Abb. 17).

Die Jet-Achse geht normalerweise über den Okklusionspunkt hinweg. Ihr Verlauf wird dann gelegentlich dadurch sichtbar, daß der scharfe Rand der die Jet-Achse begleitenden hohen Bewölkung einen Schatten auf die mittelhohen Wolkenfelder wirft, die dem Frontverlauf folgen (Abb. 18).

Die angeführten Beispiele beziehen sich auf den Polarfront-Jet. Gelegentlich ist auch der Verlauf des Subtropen-Jets durch Wolkenfelder markiert. Sie zeigen ebenfalls eine deutliche, wenn auch nicht so abrupte Abgrenzung an der kalten Seite. Häufig sind sie in Streifen senkrecht zur Windrichtung angeordnet.

Die Obergrenze der Wolkenfelder an den Fronten ist nicht so glatt und einheitlich, wie es nach den meisten Aufnahmen den Anschein hat. Eine Vorstellung von dem Relief der Oberfläche gewinnt man am besten durch Aufnahmen, die bei niedrigem Sonnenstand gemacht wurden (Abb. 19). In solchen Fällen werfen die höheren Wolkenpartien Schatten auf die tieferen und lassen dadurch die Strukturen hervortreten.

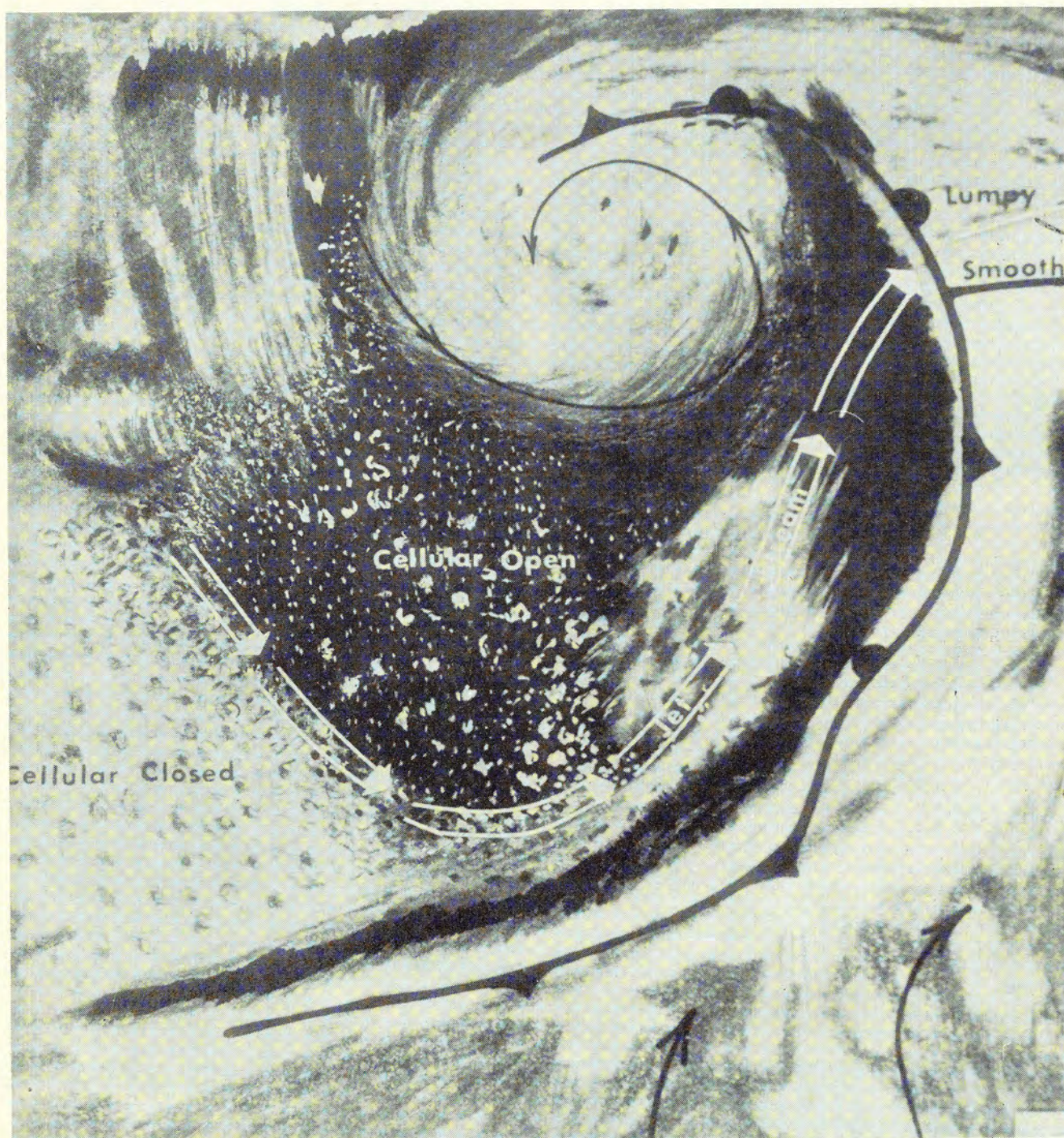


Abb. 17

Schematische Zuordnung zwischen Bodenfronten, Jet-Achsen und Wolkenfeldern. Aus: Techn. Rep. Air Weather Serv. (MAC) U.S. Air Force Nr. 212 (June 1969)

4.4. Angaben über Wolkenobergrenzen durch Infrarot-Aufnahmen

Ein neuer Weg zur Bestimmung der Höhe der Wolkenobergrenzen ergibt sich durch die Messung der Infrarotstrahlung, deren Intensität von der Temperatur der Oberfläche abhängt, von der die Strahlung stammt. Höhere, und damit kältere Wolkenflächen liefern weniger Strahlung — und erscheinen im Bild daher hell — als die tieferen, wärmeren Wolken und diese liefern wieder weniger Strahlung als die — in der Regel wärmere — Meeres- oder Erdoberfläche. Dementsprechend ist das Bild der Zyklone in Abb. 20 so zu interpretieren, daß die Wolkenfelder im Zentrum relativ hoch reichen. Dasselbe gilt für den nördlichen und östlichen Bogen der Front.

Der im SW nachschleifende Teil besteht dagegen nur aus niedriger Bewölkung. Am westlichen Bilderrand ist die hohe Aufzugsbewölkung der folgenden Strömung zu erkennen.

Die Helligkeitsunterschiede in den Infrarotbildern sind primär auf Temperaturunterschiede zurückzuführen. Unter gewissen Voraussetzungen kann man diese Temperaturunterschiede in Höhenunterschiede der Wolkenflächen umsetzen. Die Umsetzung wird genau sein, wenn man Radiosondenaufstiege aus der betreffenden Gegend zur Verfügung hat und somit die Höhe kennt, in der eine bestimmte Temperatur auftritt. Andernfalls muß man eine Temperaturverteilung nach Mittelwerten annehmen. Man kann die unterschiedlichen Strahlungsinten-

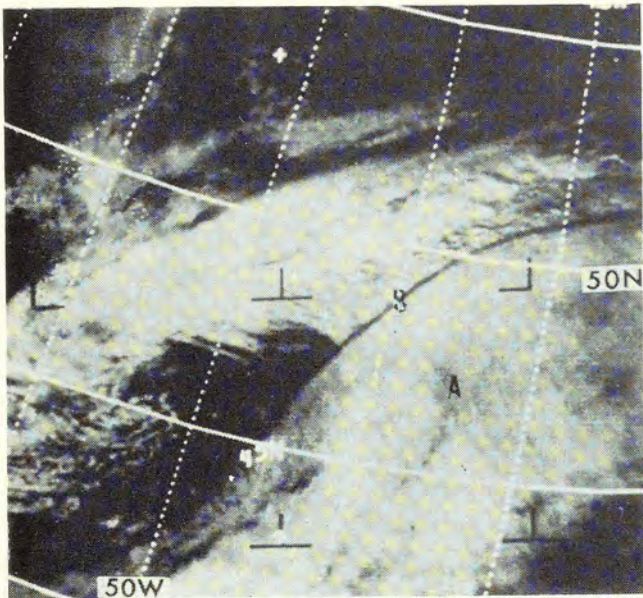


Abb. 18

Schattenwerfender Wolkenrand längs einer Jet-Achse über dem Okklusionspunkt. Aus: Techn. Rep. Air Weather Serv. (MAC) U.S. Air Force Nr. 212 (June 1969)

sitäten, die das Gerät aufnimmt, entweder in Form von Bildern (Infrarotbildern) darstellen oder man kann sie durch einen analog-digitalen Rechenprozeß in Temperaturwerte umwandeln.

Die bisher noch mit manchen Ungenauigkeiten behaftete Methode der Infrarot-Messung wird in den nächsten Jahren zweifellos vervollständigt werden und zunehmend Eingang in den meteorologischen Betriebsdienst finden. Das Ziel muß sein, daß wenigstens bei den Wetterdienst-Zentralen unabhängig von Tages- oder Nachtzeit alle 6 Stunden aktuelle Bilder der Bewölkungsverteilung aus dem durch eigene APT-Aufnahmen erfaßbaren Gebiet zur Verfügung stehen. Damit können nicht nur Neubildungen von Zyklonen in beobachtungsarmen Gebieten sofort erkannt, sondern auch bereits erfaßte Systeme genauer festgelegt und ihre Veränderungen verfolgt werden. Es ist genauso unzweifelhaft, daß durch eine konsequente Anwendung der Satellitendaten manche Fehlvorhersagen vermieden werden können, wie es unzweifelhaft ist, daß es eine Überforderung der mit den Wettersatelliten gewonnenen Möglichkeiten sein würde, wollte man hiervon die Lösung aller Vorhersageprobleme erwarten.

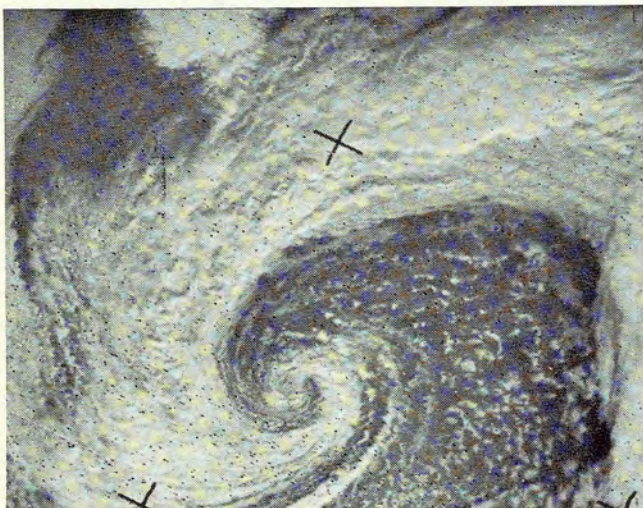


Abb. 19

Uneinheitliche Obergrenze einer Frontbewölkung (28. 10. 1970, 13.30 GMT. ESSA 8. APT-Empfangsanlage DWD, Offenbach/Main)

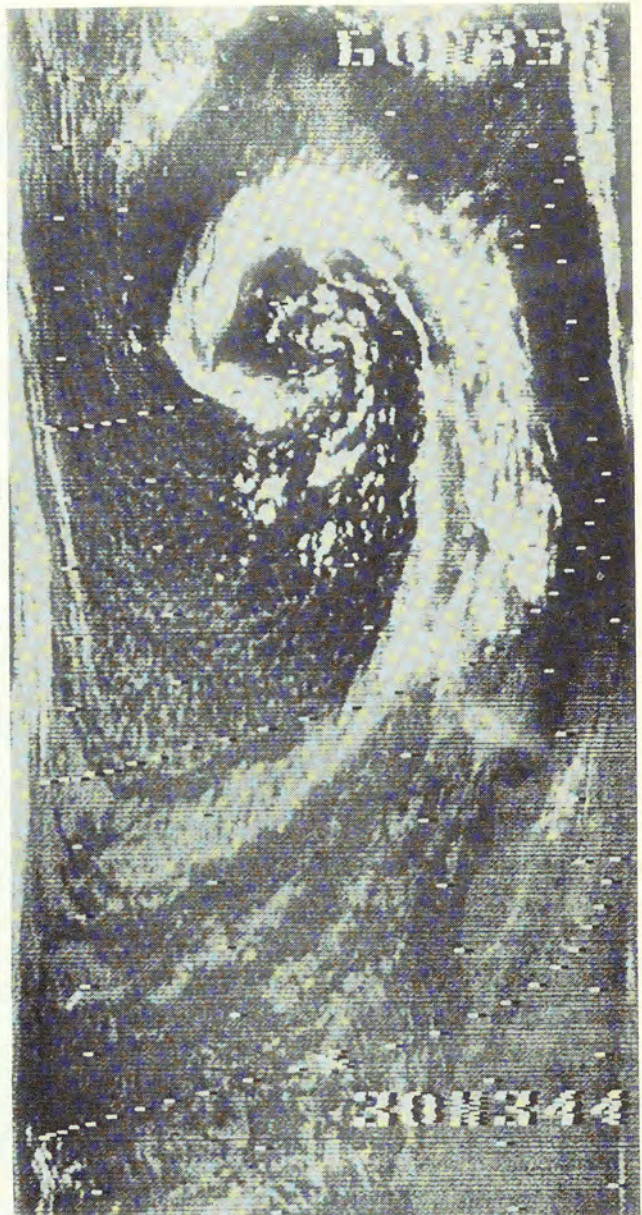


Abb. 20

Abschätzung der Höhe der Wolkenobergrenzen nach Infrarotaufnahmen (Aus: MERRIT, E. S.; SMITH, W. P.: Applications of meteorological satellite high resolution infrared and television observations to cyclogenesis prediction, Concord/Mass.: Allied Res. Assoc., Inc., Dec. 1969, Final Rep. N 62306-68-C-0281. NWRP 33-1169-149).

Literatur

ANDERSON, R. K.; FERGUSON, E. W.; OLIVER, V. I.: The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting. Techn. Note World Meteor. Organiz. Nr. 75 (1966) = WMO-No. 190. TP. 96.

ANDERSON, R. K. u. a.: Application of meteorological satellite data in analysis and forecasting. Techn. Rep. Air Weather Serv. (MAC) U.S. Air Force Nr. 212 (June 1969).

BOHRMANN, A.: Bahnen künstlicher Satelliten. Mannheim: Bibliogr. Inst. 1963 = Hochschultaschenbücher. Bd. 40.

National Environmental Satellite Center: ESSA Direct Transmission System Users Guide. Washington, D. C.: U. S. Governm. Print. Off. 1969.

FAUST, H.: Spiraliger Verlauf einer Okklusion. Meteor. Rdsch. 1 (1948) S. 342—344.

- HAUPT, I. u. Mitarb.: Wettersatellitenbeobachtungen und ihre Auswertung. Meteor. Abh. Fr. Univ. Berlin 70 (1967), 84 (1968), 98 (1969), 103 (1969).
- HUBERT, L. F.; LEHR, P. E.: Weather satellites. Waltham/Mass., Toronto, London: Blaisdell Publishing Co. 1967.
- KONDRAT'YEV, K. Ya.: Meteorological satellites. (Übers. aus d. Russ.). Washington, D. C.: National Aeronautics and Space Administration 1964 = NASA TT F-177.
- KONDRAT'YEV, K. Ya.: Radiation in the atmosphere. New York, London: Academic Press 1969 = Internat. Geophys. Ser. Vol. 12.
- KONDRAT'YEV, K. Ya.; BORISENKOV, E. P.; MOROZKIN, A. A.: Interpretation of observation data from meteorological satellites. Jerusalem: Israel Progr. f. Scient. Translat. 1970 (Übers. aus dem Russ., Orig. Leningrad 1966).
- WARK, D. Q. u. a.: Indirect measurements of atmospheric temperature profiles from satellites. I. II. III. IV. Monthly Weather Rev. 94 (1966) Nr. 6, S. 351—377, 95 (1967) Nr. 7, S. 457—479.
- MÖLLER, F.; RASCHKE, E.: Problems of meteorological observations from satellites. Space Sci. Rev. 9 (1969) S. 90—148.
- Nimbus I users catalog. Greenbelt/Md.: Goddard Space Flight Center (1965).
- Nimbus II, III, IV users guide. Greenbelt/Md.: Goddard Space Flight Center 1966, 1968, 1970.
- RASCHKE, E.: Tropospheric water vapor content and surface temperatures from TIROS IV radiation data. Washington, D. C.: National Aeronautics and Space Administration 1966 = NASA CR-695.
- WARNECKE, G.: Satelliten und Meteorologie. Ann. Meteor. (N. F.) Nr. 3 (1967) S. 13—31.
- Wetterbeobachtungen mit Satelliten. Interavia 25 (1970) Nr. 7—9, S. 880—882, 962—964, 1120—1123.
- WIDGER, W. K. Jr.: Meteorological satellites. New York: Holt, Rinehart and Winston 1966.

Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst

Nr. 1:	
Allgemeine Meteorologie, 2. erweiterte Auflage (P. Bohr, P. Hess, Th. Meissner, C. Pflugbeil)	13,20 DM
Nr. 2:	
Grundlagen der Wettervorhersage, Synoptische Methoden. (H. Mollwo)	5,70 DM
Nr. 3:	
Satelliten-Meteorologie. (H. Regula)	6,00 DM
Nr. 4:	in Be-
Wetterbeobachtung, 2. Auflage	arbeitung
Nr. 5:	
Seewetterdienst und Maritime Meteorologie. (H. Markgraf)	5,10 DM
Nr. 6:	
Instrumentenkunde	7,50 DM
